



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/01.09.21.38-TDI

**PREVISÃO DE DESLIZAMENTOS EM ENCOSTAS POR
MEIO DE MODELAGEM NUMÉRICA: ESTUDO DE
CASO NA BACIA PIRACUAMA, MUNICÍPIO DE
CAMPOS DO JORDÃO, SP**

Carla Corrêa Prieto

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Carlos Afonso Nobre, Rodolfo Moreda Mendes, e Silvio Jorge Coelho Simões, aprovada em 26 de janeiro de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3QBPA5E>>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/01.09.21.38-TDI

**PREVISÃO DE DESLIZAMENTOS EM ENCOSTAS POR
MEIO DE MODELAGEM NUMÉRICA: ESTUDO DE
CASO NA BACIA PIRACUAMA, MUNICÍPIO DE
CAMPOS DO JORDÃO, SP**

Carla Corrêa Prieto

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Carlos Afonso Nobre, Rodolfo Moreda Mendes, e Silvio Jorge Coelho Simões, aprovada em 26 de janeiro de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3QBPA5E>>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Prieto, Carla Corrêa.

P933p Previsão de deslizamentos em encostas por meio de modelagem numérica: estudo de caso na bacia Piracuama, município de Campos do Jordão, SP / Carla Corrêa Prieto. – São José dos Campos : INPE, 2018.

xxiv + 187 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/01.09.21.38-TDI)

Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientadores : Drs. Carlos Afonso Nobre, Rodolfo Moreda Mendes, e Silvio Jorge Coelho Simões.

1. Estabilidade de encosta. 2. Modelagem numérica. 3. Previsão de deslizamentos. 4. Fator de deslizamentos. 5. Desastres naturais. I.Título.

CDU 504.4:551.511.61



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Carla Corrêa Prieto**
Título: "PREVISÃO DE DESLIZAMENTOS EM ENCOSTAS POR MEIO DE MODELAGEM NUMÉRICA: ESTUDO DE CASO NA BACIA PIRACUAMA, MUNICÍPIO DE CAMPOS DO JORDÃO, SP".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Clência do Sistema Terrestre

Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá



Presidente / CEMADEN / São José dos Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

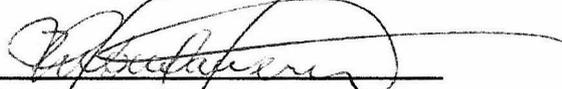
Dr. Carlos Afonso Nobre



Orientador(a) / INPEV Cachoeira Paulista - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

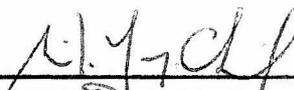
Dr. Rodolfo Moreda Mendes



Orientador(a) / CEMADEN / São José dos Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Dr. Silvío Jorge Coelho Simões



Orientador(a) / UNESP / São José dos Campos - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Dr. Marcelo Enrique Seluchi



Membro da Banca / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

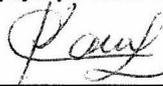
Dr. Fernando Antonio Medeiros Marinho



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Dra. Kátia Canil



Convidado(a) / UFABC / São Bernardo do Campo - SP

() Participação por Vídeo - Conferência

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(x) unanimidade

São José dos Campos, 26 de Janeiro de 2018

A minha família, que sempre me apoiou em minhas decisões.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, a quem pedi luz, força e direcionamento para que este trabalho fosse concluído.

Agradeço imensamente aos meus orientadores Dr. Carlos Nobre, Dr. Silvio Simões e Dr. Rodolfo Mendes, por acreditarem na minha proposta de pesquisa e pelo tempo dedicado a mim, compartilhando suas experiências e visões científicas, me ensinando e auxiliando nesta fase de amadurecimento acadêmico.

Agradeço pelo apoio da minha família que me incentivou durante toda esta etapa, especialmente a minha mãe, que além de me incentivar, me apoiou em todos os aspectos.

Agradeço a todos os amigos que me deram apoio técnico-científico para a realização desta tese, em especial à Kelen, que além desta contribuição, compartilhou comigo esta fase final de doutorado.

Agradeço ainda aos amigos, que me emprestaram seus ombros, me incentivando a continuar e vencer cada etapa.

Agradeço aos amigos da turma do CST 2013 e demais amigos que fiz neste Centro, uns dando apoio aos outros, palavras de incentivo e dicas para vencer cada etapa.

Meus amigos e parceiros de trabalho, que de forma direta ou indireta contribuíram para que esta tese fosse concluída, com incentivo, troca de turno e encorajamento.

Agradeço à Letícia de Oliveira, que tem me auxiliado no meu amadurecimento pessoal e profissional.

Ao prof. Plínio, que cedeu um computador para que eu pudesse trabalhar nas instalações do CCST/INPE.

Agradeço à equipe da Defesa Civil Municipal de Campos do Jordão que deu apoio para realização das visitas de campo.

Agradeço aos membros da banca, Dra. Regina Alvalá, Dr. Marcelo Seluchi, Dr. Kátia Canil, Dr. Fernando Marinho por aceitarem avaliar e contribuir com o presente trabalho.

RESUMO

Os deslizamentos são frequentes no Brasil e a região Sudeste tem os maiores registros deste processo. Dentre os fatores que influenciam este cenário, destaca-se a topografia, o padrão de ocupação das encostas com implantação de taludes de corte e possíveis vazamentos, bem como as características climáticas da região. O município de Campos do Jordão – SP está entre os mais afetados no estado, tomou-se como base para o presente estudo, a bacia do córrego Piracuama para aplicação da metodologia. O objetivo deste trabalho foi aplicar modelos de estabilidade de encosta, identificando as áreas mais instáveis e visando compreender a sensibilidade de modelos às alterações antrópicas e a correlação da chuva com a variação do fator de segurança. Observa-se que os resultados em relação às áreas instáveis foram coerentes. O modelo SHALSTAB gerou resultados adequados na bacia do córrego Piracuama, condizentes com os mapas de suscetibilidade e risco. A aplicação do programa GEO-SLOPE em seções transversais mostrou que o modelo é sensível às alterações antrópicas da encosta. Entende-se que é um avanço considerar tais fatores em modelagem para monitoramento de deslizamento e envio de alertas.

Palavras-chave: Estabilidade de encosta. Modelagem numérica. Previsão de deslizamentos. Fator de Segurança. Desastres Naturais.

**LANDSLIDES FORECASTING THROUGH NUMERICAL MODELING:
CASE STUDY AT PIRACUAMA WATERSHED, CAMPOS DO JORDÃO
MUNICIPALITY, SP**

ABSTRACT

Landslides occur frequently in Brazil and the Southeastern region it the one with most records. Among the factors that influence this scenario, we highlight the topography, the slope occupancy pattern with cut slopes and possible leaks, as well as the region climatic characteristics. The municipality of Campos do Jordão - SP is one of the most affected in the state. The base area used to apply the methodology is the hydrological basin of the Piracuama stream. The goal of this work was to apply slope stability models, identifying the most unstable areas and aiming to understand the sensitivity of models to anthropic alterations and the correlation of rainfall with the variation of the safety factor. It is observed that the results of the unstable areas were consistent. The SHALSTAB model generated adequate results in the Piracuama stream basin, consistent with the susceptibility and risk maps. The application of the GEO-SLOPE model in cross sections has shown that the model is sensitive to anthropogenic slope alterations. It is understood that it is an advance to consider such factors in modeling for early warning system, preventing landslides.

Keywords: Slope Stability. Numerical modeling. Landslides forecasting. Safety factor. Natural Disasters.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Número de desastres naturais e danos materiais no mundo..	9
Figura 2.2 - Número de mortes e população afetada por desastres naturais no mundo.	10
Figura 2.3 – Crescimento da população mundial.	11
Figura 2.4 – Perdas humanas e população afetada por tipo de desastres naturais no Brasil.	13
Figura 2.5 – População afetada por desastres por região.	14
Figura 2.6 – Perdas humanas por desastres por região.	15
Figura 2.7 – Bloco-diagrama esquemático de deslizamento planar.	19
Figura 2.8 – Representação do modelo hidrológico.	26
Figura 3.1 – Frequência de eventos de deslizamentos no estado de São Paulo.	34
Figura 3.2 – Fotografia do bairro Vila Albertina, localizada em Campos do Jordão.	36
Figura 3.4 – Localização da bacia do córrego Piracuama e da Vila Albertina.	38
Figura 3.5 – Moradia com baixo padrão construtivo na Vila Albertina, em Campos do Jordão.	39
Figura 3.6 – Mapa de declividade da bacia do córrego Piracuama.	40
Figura 3.7 – Mapa de geológico do município de Campos do Jordão.	42
Figura 3.8 – Esboço geomorfológico da região da Vila Albertina.	44
Figura 3.9 – Área soterrada por fluxo de lama na Vila Albertina.	45
Figura 3.10 – Movimentos de massa nos Bairros Britador, Vila Albertina e Vila Santo Antônio em janeiro de 2000.	47
Figura 3.11 – Carta de Suscetibilidade Campos do Jordão – SP.	50
Figura 3.12 – Áreas de risco de Campos do Jordão – SP.	52
Figura 3.13 – Área de risco da Vila Albertina.	53
Figura 3.14 – Distância entre a área de estudo e a área onde foram feitas coletas de campo e levantamento dos parâmetros geotécnicos.	56

Figura 3.15 – Localização das seções transversais na bacia do córrego Piracuama.....	59
Figura 3.16 - Taludes hipotéticos de encosta natural com declividades de 20°, 30° e 40° aplicados na análise de sensibilidade no modulo SLOPE/W	63
Figura 3.17 – Curvas de retenção dos horizontes do solo.....	71
Figura 3.18 – Localização das áreas de sondagem de aterro.	72
Figura 3.19 – Localização das sondagens para coleta de amostras de solo residual e saprolito.	73
Figura 3.20 – Condições de contorno aplicadas na Seção 1.....	76
Figura 3.21 – Precipitação diária e acumulada registrada na estação automática do INMET em Campos do Jordão.	78
Figura 3.22 – Definição do raio da circunferência de uma possível superfície de ruptura.	80
Figura 3.23 – Definição de grade e raios para análise de estabilidade global da Seção 4.	81
Figura 3.24 – Resultado da análise global da Seção 4 com indicação da superfície crítica, ou seja, com menor FS.	82
Figura 3.25 – Definição da entrada e saída para análise de estabilidade local da Seção 4.....	83
Figura 3.26 – Ilustração de como o método ‘entrada e saída’ define a superfície de ruptura.	84
Figura 4.1 – Comparação da precipitação registrada nas estações SINDA/INPE e INMET Automática.	88
Figura 4.2 – Localização das estações pluviométricas automáticas de Campos do Jordão.....	89
Figura 4.3 – Correlação entre a estação Vila Matilde do Cemaden e a estação automática do INMET.	91
Figura 4.4 – Localização das estações mais próximas da bacia do córrego Piracuama.....	92
Figura 4.5 – Mapa de relevo da área urbana associada à bacia do córrego Piracuama.....	94

Figura 4.6 – Análise da variabilidade espacial da precipitação no mês de janeiro dos anos de 2015, 2016 e 2017 e a média do período.	98
Figura 4.7 – Análise da variabilidade espacial da precipitação nos verões de 2015, 2016 e 2017 e a média do período.	100
Figura 4.8 – Carta sinótica de previsão de 24 horas, elaborada às 22h00 de 08/01/2013 (horário de Brasília).	103
Figura 4.9 – Imagem realçada do satélite GOES 12, carta sinótica de superfície e carta sinótica de previsão de 24 horas.	105
Figura 4.10 – Imagem realçada do satélite GOES 12, carta sinótica de superfície e carta sinótica de previsão de 24 horas.	107
Figura 4.11 – Área de nebulosidade e precipitação acumulada relacionada à atuação de ZCAS sobre Centro-Oeste e Sudeste entre 09 e 14 de janeiro de 2013.	109
Figura 4.12 - Precipitação total e anomalia de precipitação (em mm) para janeiro de 2013.	110
Figura 4.13 – Carta sinótica de superfície dos dias 12 e 13 de janeiro de 2013 (Horário GMT).	111
Figura 4.14 – Localização das estações automáticas ativas em janeiro de 2013 em relação à bacia do córrego Piracuama e os pontos de ocorrência de deslizamentos.	113
Figura 4.15 – Cenários 1, 2 e 3 de estabilidade de encosta para a bacia do córrego Piracuama.	116
Figura 4.16 – Mapa de suscetibilidade da bacia do córrego Piracuama.	118
Figura 4.17 – Comparação entre o cenário 3 gerado pelo modelo SHALSTAB com as classes de suscetibilidade.	120
Figura 4.18 - Comparação entre o Cenário 3 gerado pelo modelo SHALSTAB com as classes de risco.	123
Figura 4.19 - Cenário 3 com delimitação da área urbana, espacialização das áreas de risco, localização das ocorrências de deslizamentos em janeiro de 2013.	125
Figura 4.20 – Correlação da variabilidade espacial da chuva média no mês de janeiro dos anos de 2015 a 2017 e resultado da	

análise de estabilidade de encosta por meio do SHALSTAB.	127
Figura 4.21 – Correlação da variabilidade espacial da chuva média no período de dezembro a fevereiro dos anos de 2015 a 2017 e resultado da análise de estabilidade de encosta por meio do SHALSTAB.	128
Figura 4.22 – Análise de sensibilidade da declividade.	129
Figura 4.23 – Análise de sensibilidade do método.	130
Figura 4.24 – Análise de sensibilidade dos parâmetros geotécnicos do solo.	131
Figura 4.25 – Comparação do comportamento da precipitação em encosta natural e encosta com talude de corte.....	136
Figura 4.26 – Estimativa de estabilidade de encosta da Seção 1 nas Análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 para o dia 10 de janeiro de 2013.	138
Figura 4.27 – Estimativa de estabilidade de encosta da Seção 2 nas Análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 para o dia 10 de janeiro de 2013.	140
Figura 4.28 – Estimativa de estabilidade de encosta da Seção 3 nas Análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 para o dia 10 de janeiro de 2013.	142
Figura 4.29 – Estimativa de estabilidade de encosta da Seção 4 nas Análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 para o dia 10 de janeiro de 2013.	144
Figura 4.30 – Comportamento do FS na Seção 1 relacionada à precipitação, de acordo com cada análise (NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5).....	147
Figura 4.31 – Comportamento do FS na Seção 2 relacionada à precipitação, de acordo com cada análise (NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5).....	148
Figura 4.32 – Comportamento do FS na Seção 3 relacionada à precipitação, de acordo com cada análise (NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5).....	149

Figura 4.33 – Comportamento do FS na Seção 4 relacionada à precipitação, de acordo com cada análise (NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5).....	150
Figura 4.34 – Comparação entre as condições originais da encosta e a simplificação para aplicação do modelo GEO-SLOPE.	152
Figura A.1 Desvio de precipitação (anomalia) em relação à média climatológica (1961-1990) para o mês de janeiro nos anos de 2015, 2016 e 2017.	181
Figura B.1 Desvio de precipitação (anomalia) em relação à média climatológica (1961-1990) para os meses de dezembro de 2014, janeiro e fevereiro de 2015.....	183
Figura B.2 Desvio de precipitação (anomalia) em relação à média climatológica (1961-1990) para os meses de dezembro de 2015, janeiro e fevereiro de 2016.....	184
Figura B.3 Desvio de precipitação (anomalia) em relação à média climatológica (1961-1990) para os meses de dezembro de 2016, janeiro e fevereiro de 2017.....	185
Figura B.4 Síntese do desvio de precipitação em relação à média climatológica (1961-1990) para os trimestres de dezembro a janeiro dos anos de 2015, 2016 e 2017.	186

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1 – Agentes deflagradores de movimentos de massa.	20
Tabela 2.2 – Índices críticos utilizados no município de Blumenau, conforme critérios pluviométricos para determinação da probabilidade de ocorrência de deslizamentos.....	23
Tabela 2.3 - Dados de população no município de Campos do Jordão – SP entre 1940 e 2010.	35
Tabela 2.4 - Acumulado de precipitação diária entre 31 de dezembro de 1999 e 05 de janeiro de 2000.....	46
Tabela 3.1 – Descrição dos setores de risco mapeados na Vila Albertina, segundo os graus de risco.	54
Tabela 3.2 – Base de dados para elaboração de estudos de estabilidade de encosta na bacia do córrego Piracuama – Campos do Jordão – SP.	55
Tabela 3.3 - Parâmetros geotécnicos utilizados nos cenários de susctibilidade a deslizamento planar por meio do modelo SHALSTAB.	58
Tabela 3.4 – Correlação da declividade na área da bacia do córrego Piracuama.....	61
Tabela 3.5 – Comparação entre as características de cada método.....	65
Tabela 3.6 - Parâmetros mínimos, médios e máximos de resistência do solo por horizonte.....	67
Tabela 3.7 - Parâmetros geotécnicos utilizados nos módulos SLOPE/W e SEEP/W	70
Tabela 4.1 – Dados das estações pluviométricas automáticas instaladas em Campos do Jordão.	90
Tabela 4.2 – Correlação entre as PCDs do Cemaden com a estação automática do INMET.	93
Tabela 4.3 – Estações pluviométricas automáticas e identificação dos anos com dados disponíveis.	96
Tabela 4.4 – Comparação da normal climatológica da estação convencional do INMET (83714 – Campos do Jordão) com	

dados das estações do Cemaden e estação automática do INMET para o mês de janeiro e verão de 2015, 2016 e 2017.	97
Tabela 4.5 - Comparação da área de cada classe de estabilidade para os cenários 1, 2 e 3.....	115
Tabela 4.6 - Comparação entre os cenários de estabilidade de encosta gerados pelo SHALSTAB e os dados do mapeamento de suscetibilidade.	117
Tabela 4.7 – Comparação entre os cenários de estabilidade de encosta gerados pelo <i>SHALSTAB</i> e os dados do mapeamento de risco.	121
Tabela 4.8 – Comparação da variação dos fatores de segurança resultantes da análise de sensibilidade.	132
Tabela 4.9 – Coeficiente de Variação dos parâmetros geotécnicos mínimo, médio e máximo.	133
Tabela 4.10 - Fator de segurança (FS) estimado para o dia 10 de janeiro de 2013 nas Seções de 1 a 4, conforme as diferentes análises.....	137
Tabela 4.11 - Fator de segurança (FS) estimado para o dia 10 de janeiro de 2013 nas Seções de 1 a 4, conforme as diferentes análises.....	151
Tabela 4.12 – Correlação entre os níveis de segurança contra danos a vidas humanas associados aos materiais e ambientais.	155
Tabela 4.13 – Proposta inicial de correção entre a variação do FS e os níveis de alerta.....	156
Tabela A.1 Levantamento bibliográfico de dados de parâmetros de resistência ao cisalhamento	179

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

Cemaden	Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais
CENAD	Centro Nacional de Gerenciamento de Riscos e Desastres
Cobrade	Classificação e Codificação Brasileira de Desastres
CODESAL	Comissão Municipal de Defesa Civil de Salvador
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
CPTEC	Centro de Previsões de Tempo e Estudos Climáticos
DRM-RJ	Serviço Geológico do Rio de Janeiro
dSLAM	Distributed, Physically based Slope Stability Model
EM-DAT	The Emergency Events Database
FS	Fator de segurança
GeoRio	Fundação Instituto de geotécnica
IDW	Inverse Distance Weighting
IE	Índice de Estabilidade
IG	Instituto Geológico
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPT	Instituto de Pesquisas Tecnológicas
NADE	Núcleo de Análise e Diagnóstico de Escorregamentos
ONU	Organização das Nações Unidas
PMRR	Plano Municipal de Redução de Riscos
PNPDEC	Lei de Política Nacional de Proteção e Defesa Civil
PPDC	Plano Preventivo de Defesa Civil
S2iD	Sistema Integrado de Informações sobre Desastres
SHALSTAB	Shallow Landslide Stability Analysis
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SINDA	Sistema Integrado de Dados Ambientais
SINMAP	Stability Index Mapping
TIN	Triangular irregular network
UNISDR	The United Nations Office for Disaster Risk Reduction
USGS	United States Geological Survey
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1. Hipótese	4
1.2. Objetivo geral	4
1.3. Objetivos específicos.....	4
1.4. Estrutura da tese	5
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1. Conceituação de desastres e desastres naturais	7
2.2. Desastres naturais – dados globais e nacionais	8
2.2.1. Desastres naturais no mundo	8
2.2.2. Desastres naturais no Brasil	12
2.2.3. Enfoque aos processos de movimentos de massa	16
2.3. Modelagem numérica aplicada a estudos de estabilidade de encosta	23
2.3.1. SHALSTAB	24
2.3.2. GEO-SLOPE (SLOPE/W E SEEP/W)	29
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	33
3.1. Campos do Jordão e a bacia do córrego Piracuama no contexto dos desastres: definição da área de estudo.....	33
3.1.1. Campos do Jordão: histórico de ocupação	34
3.1.2. Bacia do córrego Piracuama: padrão de ocupação e seus aspectos físicos	37
3.1.3. Histórico de desastres de movimentos de massa no município	45
3.1.4. Ações de prevenção a desastres em Campos do Jordão	47
3.2. Análise de estabilidade de encosta	54
3.2.1. Bacia do córrego Piracuama: aplicação do SHALSTAB	55
3.2.2. Seções transversais: aplicação do GEO-SLOPE	58
3.2.2.1. Análise de sensibilidade.....	60
3.2.2.2. Análise de estabilidade de encosta: estudo de caso (SLOPE/W e SEEP/W acoplados)	67
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	85

4.1.	Caracterização climática e meteorológica de Campos do Jordão ...	85
4.1.1.	Variabilidade espacial e temporal da chuva na área urbana de Campos do Jordão.....	87
4.1.2.	Resultados da análise de variabilidade espacial e temporal da precipitação pelo método IDW	97
4.1.3.	Descrição meteorológica do evento de 10 de janeiro de 2013	101
4.1.3.1.	Boletins meteorológicos	102
4.1.3.2.	Boletim Climanálise.....	108
4.1.3.3.	Boletim de Eventos Extremos	111
4.1.3.4.	Dados observacionais	112
4.2.	Análise de estabilidade de encosta: bacia do córrego Piracuama .	114
4.2.1.	Cenários de estabilidade de encosta: SHALSTAB	114
4.2.2.	Comparação entre os cenários de estabilidade de encosta com o Mapeamento de Suscetibilidade.....	116
4.2.3.	Comparação entre os cenários de estabilidade de encosta com o Mapeamento de Risco.....	121
4.3.	Resultados das análises de sensibilidade – GEO-SLOPE.....	129
4.4.	Análise de estabilidade de encosta: seções transversais com GEO-SLOPE.....	134
4.4.1.	Análise da superfície crítica definida para 10 de janeiro de 2013: GEO-SLOPE	134
4.4.2.	Evolução do fator de segurança ao longo de 35 dias	146
4.4.3.	Comparação do fator de segurança por análise NAT, ANTRO, ANTRO-V1 E ANTRO-V1,5 e por seção	150
4.4.4.	Correlação entre o fator de segurança e o monitoramento e envio de alertas.....	152
5	CONCLUSÃO.....	157
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	161
	APÊNDICE A – DADOS DA LITERATURA DE PARÂMETROS GEOTÉCNICOS.....	179
	ANEXO A – ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO – MÊS DE JANEIRO.....	181
	ANEXO B – ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO – MÊSES DE VERÃO	183

1 INTRODUÇÃO

Os desastres naturais são responsáveis por perdas e danos materiais e humanos em todas as regiões do país. O impacto econômico resultante dos grandes eventos de inundação e movimentos de massa ocorridos em Santa Catarina, Alagoas, Pernambuco e região serrana do Rio de Janeiro entre 2008 e 2011 resultaram em prejuízos de aproximadamente R\$ 15 bilhões (BANCO MUNDIAL, 2012).

Os movimentos gravitacionais de massa, convencionalmente chamados de movimentos de massa, ocorrem em todas as regiões do Brasil. Entretanto, a Região Sudeste se destaca, pois concentra cerca de 80% dos registros de ocorrência entre 1990 e 2012, conforme o Atlas Brasileiro de Desastres Naturais (UFSC; CEPED, 2013).

Dentre os fatores que contribuem para alta frequência de eventos na Região Sudeste, destaca-se que é a região com a mais alta densidade demográfica (IBGE, 2010). A ocupação desordenada é comum, em especial nas cidades médias e grandes, resultando em edificação de moradias em áreas suscetíveis à ocorrência desses processos (ROLNIK, 1999). E ainda, é uma das principais regiões do país onde há instalação de cidades sobre relevo escarpado, com destaque às Serras do Mar e da Mantiqueira. Este cenário é observado na cidade de Campos do Jordão – SP, onde foi aplicado o estudo de caso da presente pesquisa. Em ambientes como os destacados, ocorrem frequentes deslizamentos pontuais e, em geral, estão relacionados à alteração das encostas, por meio de implementação de taludes de corte e de aterro sem estrutura adequada (MENDES et al., 2018).

A Serra da Mantiqueira, além de possuir áreas mais suscetíveis à ocorrência de movimentos de massa, está entre as regiões do estado de São Paulo com maiores registros de precipitação total anual, bem como, pelas precipitações mais intensas (CARVALHO et al., 2002). O efeito orográfico resulta em formação de barreira ao escoamento atmosférico. O

relevo escarpado, influencia ainda, no desenvolvimento de circulações atmosféricas locais, como a atuação de brisas de vale e de montanha.

A precipitação na Região Sudeste é também influenciada pela atuação da ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul), que se caracteriza por resultar em dias consecutivos com precipitação. Este fenômeno tende a gerar elevados acumulados, podendo até mesmo resultar em eventos extremos, causando movimentos de massa. Quando ocorrem eventos extremos de precipitação, pode resultar na ocorrência de deslizamentos generalizados. Estes são menos frequentes, porém afetam uma população maior, podendo levar a óbito dezenas ou centenas de pessoas (UNISDR - AM, 2013).

O padrão de ocupação comum às regiões com maiores declividades aumenta a vulnerabilidade das pessoas expostas ao risco. Isto é consequente da associação de fatores como o aumento da população urbana no país, ratificado pelos dados do IBGE (2011) que indicam que esta aumentou de 36,2% em 1950 para 84,3% em 2010; pela ocupação precária em áreas suscetíveis aos deslizamentos (MENDES et al., 2018); e ainda pela especulação imobiliária, já que, em geral, as áreas menos suscetíveis têm maiores preços (VEYRET, 2007). Diante dessa realidade, diferentes métodos de previsão de suscetibilidade, risco e perigo a deslizamentos têm sido desenvolvidos nas últimas décadas, não apenas no Brasil, mas também trabalhos internacionais.

Os mapeamentos de risco dão o direcionamento para as ações de proteção e defesa civil, uma vez que, eles descrevem o processo que pode ocorrer e qualificam em graus de risco, indicando a fragilidade do local. Porém, estes mapeamentos são estáticos, ou seja, dependendo da dinâmica de ocupação de um município, há rápida desatualização e muitas vezes, há um período relativamente longo para que seja feita a atualização do mapeamento de risco.

Outro ponto relevante é que no Brasil, o que embasa o monitoramento e envio de alertas de risco iminente de desastres naturais, como de

movimentos de massa, bem como o que norteia as ações de defesa civil, são os limiares críticos de chuva. Estes são índices do total acumulado de precipitação pré-definidos para um município ou para uma região. Como exemplo, no estado do Rio de Janeiro, foram definidos índices críticos pelo NADE (Núcleo de Análise e Diagnóstico de Escorregamentos) da DRM-RJ (Serviço Geológico do Rio de Janeiro), para três regiões do estado além da região metropolitana, que utiliza índices definidos pela GeoRio (DRM-RJ, 2017). Estes índices são referências para acionar o plano de contingência, desde o monitoramento até o acionamento de sirenes ao longo da estação chuvosa (de dezembro a abril).

No estado de São Paulo, há a implementação do PPDC (Plano Preventivo de Defesa Civil) nos períodos de verão desde o final da década de 1980, sob coordenação da Defesa Civil Estadual. Os limiares críticos foram definidos para seis regiões do estado. Além de alguns estados definirem os limiares críticos, há alguns municípios que têm seus próprios critérios. Este é o caso de Blumenau, que tem sistema municipal de monitoramento e alertas. As decisões são tomadas com base nos índices críticos que indicam probabilidade de ocorrência de deslizamentos. Porém, os limiares críticos são estáticos, para cada período predefinido e muitas vezes não contemplam as alterações antrópicas nas encostas.

Desse modo, a modelagem numérica tem sido aplicada para indicação das áreas suscetíveis à deslizamentos (FERNANDES et al., 2001; GUIMARÃES et al., 2003; LISTO, 2011; VIEIRA, 2007 entre outros). Como a ocupação das encostas tem sido crescente nas cidades grandes e médias, entende-se que há necessidade de verificar a sensibilidade de modelos à antropização das encostas, através de implementação de taludes de corte e aterro, bem como, a presença de possíveis vazamentos na tubulação de água ou esgoto.

A presente pesquisa pretende trazer à discussão, o uso de modelagem numérica para aprimorar o sistema de monitoramento e alerta de risco de deslizamento. A implementação de pesquisa indicando a variação da suscetibilidade com base no uso e ocupação, ou seja, considerando a

antropização da área suscetível a deslizamento, associada ao sistema de monitoramento e alerta, é uma inovação.

1.1. Hipótese

A hipótese levantada é de que os modelos matemáticos de estabilidade de encosta são sensíveis às alterações antrópicas da encosta. Desta forma, poder-se-á posteriormente aplicar esta classe de modelos matemáticos de previsão de deslizamento com a chuva observada e prevista em tempo real, resultando em previsão numérica de deslizamentos de maneira dinâmica.

1.2. Objetivo geral

Realizar análise crítica dos modelos matemáticos de estabilidade de encosta para encostas em Campos do Jordão, SP, identificando áreas mais instáveis, bem como analisar os fatores de segurança críticos nas seções transversais, com base em dados de precipitação reais e inserção de fatores antrópicos na encosta.

1.3. Objetivos específicos

- a) Analisar aspectos da variabilidade espacial da precipitação em Campos do Jordão, e mais detalhadamente na bacia do córrego Piracuama, bem como sua relação com a topografia;
- b) Identificar as áreas de encostas mais instáveis na bacia do córrego Piracuama;
- c) Definir áreas para aprofundamento no estudo de estabilidade, na escala da encosta;
- d) Analisar a sensibilidade do modelo GEO-SLOPE aos parâmetros geotécnicos, declividade e métodos de análise;
- e) Identificar os fatores de segurança críticos nas seções transversais com base em dados reais de precipitação, em diferentes cenários, sem ação antrópica e com ação antrópica na encosta;

f) Associar os fatores de segurança com níveis de alerta de risco de deslizamentos.

1.4. Estrutura da tese

O segundo capítulo trata do referencial bibliográfico no que tange os temas abordados na presente pesquisa. Inicialmente são apresentadas definições dos conceitos referentes aos desastres naturais e processos de movimentos de massa. São apresentados dados de desastres naturais globais e nacionais. Por fim, são apresentadas informações referentes à aplicação de modelagem matemática para estudos de estabilidade de encosta, dando ênfase aos dois modelos utilizados nesta pesquisa, o SHALSTAB e o GEO-SLOPE.

O terceiro capítulo trata da metodologia empregada nas diferentes etapas da presente pesquisa. Primeiramente, apresenta-se a definição da área de estudo, esclarecendo informações referentes ao município de Campos do Jordão e da bacia do córrego Piracuama. São abordados dados referentes ao histórico de ocupação e aspectos físicos, bem como histórico de desastres e ações de prevenção no município. E no final são apresentadas as metodologias para aplicação dos dois modelos matemáticos de estabilidade de encosta.

O quarto capítulo traz os resultados e discussões referentes à caracterização climática e meteorológica de Campos do Jordão, bem como a análise da variabilidade espacial e temporal da chuva no município. Na sequência é apresentada discussão a respeito da descrição meteorológica do evento de 10 de janeiro de 2013. E finalmente, são discutidos os resultados referentes à aplicação dos modelos SHALSTAB e GEO-SLOPE, sendo que o primeiro foi comparado com mapeamentos de suscetibilidade e risco, definindo a área crítica para aplicação do GEO-SLOPE, este na escala da encosta. Desse modo, o GEO-SLOPE foi aplicado com base nos dados de dados de precipitação reais que ocorreram no evento de janeiro de 2013.

Finalmente, o quinto capítulo traz conclusões e uma discussão sobre as implicações dos resultados encontrados para a melhoria dos sistemas de alertas antecipados de risco de escorregamentos de encostas para o Brasil e recomendações para a continuidade dos estudos.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O presente capítulo tem o objetivo de apresentar conceituação teórica referente aos temas abordados na presente tese. Inicialmente são expostos conceitos de desastres e desastres naturais, bem como traz à discussão, dados de desastres naturais globais e nacionais. Posteriormente, apresenta a discussão referente aos movimentos de massa, abordando suas causas, os agentes deflagradores, bem como as classificações dos processos, com ênfase aos deslizamentos planares rasos. Ainda, são apresentadas informações referentes à atuação da água no solo e limiares críticos de precipitação. Ao final, são abordados dados referentes ao estado da arte no que tange a aplicação de modelagem matemática para estudos de estabilidade de encosta, com foco nos modelos SHALSTAB e GEO-SLOPE.

2.1. Conceituação de desastres e desastres naturais

Desastre é um fenômeno que resulta na interrupção do funcionamento de uma sociedade de forma generalizada, com perdas humanas, materiais, econômicas ou ambientais de forma grave, no qual a população afetada não possui condições de se reestruturar com recursos próprios (EM-DAT, 2009; UNISDR, 2009). Os desastres são classificados, pelo EM-DAT - *The Emergency Events Database* (2009), quanto à origem do agente causador como naturais e tecnológicos.

Os desastres naturais são causados por fenômenos naturais extremos que ocorrem sobre um sistema social resultando em perdas e danos de difícil superação por parte da população afetada (MARCELINO, 2008). Os fatores desencadeadores dos desastres naturais são divididos em grupos conforme o tipo de desastres pela Classificação e Codificação Brasileira de Desastres (Cobrade), que distingue em desastre geológico, hidrológico, meteorológico, climatológico e biológico (BRASIL, 2012a; BRASIL,

2012b)¹. A presente pesquisa está direcionada aos desastres geológicos, com foco naqueles relacionados aos movimentos de massa.

2.2. Desastres naturais – dados globais e nacionais

Todos os continentes são afetados por desastres naturais, porém algumas regiões, com maior frequência devido às características do meio físico. Quando a população é mais vulnerável do ponto de vista socioeconômico, há tendência de aumentar o número de vítimas em decorrência de tais eventos.

2.2.1. Desastres naturais no mundo

Os registros de danos materiais causados pelos desastres têm aumentado segundo o EM-DAT (2018), sendo que os continentes da Ásia e Américas estão entre os que têm maior gasto com danos causados por desastres naturais. A Ásia se destaca pelos danos materiais resultantes, em grande medida por terremotos, inundações e tempestades. Em relação às Américas, as tempestades são os principais fatores de origem dos desastres naturais causadores de danos.

Ao observar os registros de desastres naturais de 1900 até 2017, percebe-se que entre as décadas de 1970 e 2000 houve um acréscimo marcante no número de registros de desastres naturais, conforme levantamento efetuado pelo EM-DAT (2018), passando de cerca de 80 para mais de 500 por ano. Entre 2000 e 2017, por sua vez, houve um decréscimo desse registro, reduzindo para 291 em 2017.

¹ Ainda que esta classificação seja adotada genericamente, é mais correto conceitualmente se classificar como desastre de origem geológica, hidrológica, meteorológica, climatológica ou biológica, uma vez que a própria definição de desastre remete à interrupção do funcionamento de uma sociedade de forma generalizada, isto é, uma perturbação geológica à superfície como, por exemplo, movimentos de massa, somente se transforma em desastre quando impacta sistemas humanos. Portanto, rigorosamente falando, o desastre não é geológico por si e, sim, de impacto em sistemas humanos e de origem geológica.

Observa-se ainda uma variação ascendente dos gastos devido aos danos materiais decorrentes desses desastres globalmente, este aumento é mais nítido após da década de 1990 e continua elevado nos últimos anos, variando de 50 a mais de 350 bilhões de dólares (Figura 2.1).

Figura 2.1 - Número de desastres naturais e danos materiais no mundo.

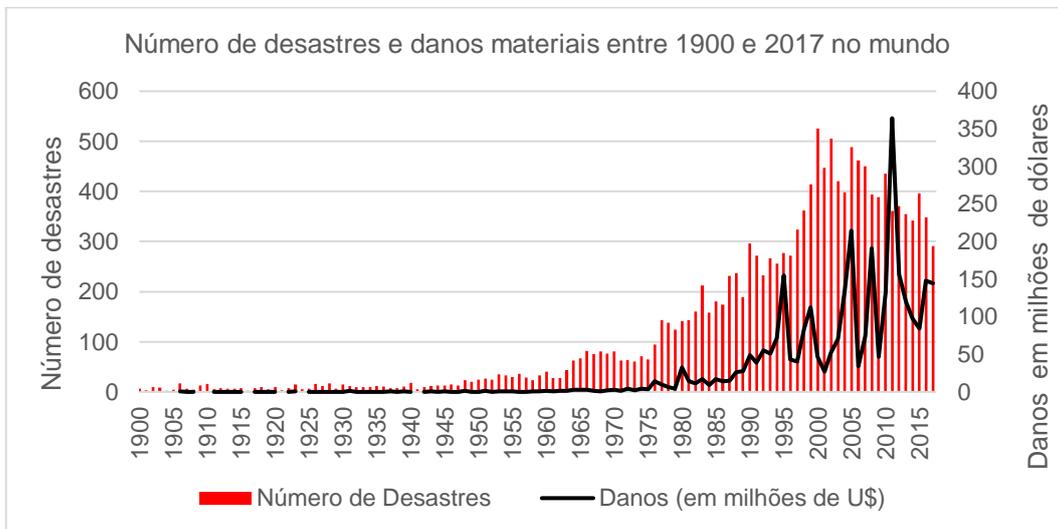


Gráfico indicando número de desastres naturais e danos materiais decorrentes dos mesmos entre 1900 e 2017 no mundo.

Fonte: EM-DAT (2018).

O aumento dos desastres naturais reportados entre o final do século XX e início do XXI, coincide com o aumento da população afetada por esses eventos, porém o registro de mortes por desastres decresceu desde a década de 1970 para os dias atuais, conforme Figura 2.2 (EM-DAT, 2018). A diminuição das mortes pode ser resultado do aumento dos investimentos em prevenção, que incluem maior conhecimento dos riscos por parte da população nos países que registram desastres de grande magnitude, diminuindo a vulnerabilidade da população e por sistemas de alertas antecipados, como, por exemplo, o do risco de tsunamis ao longo da costa de muitos continentes (GUPTA, 2005; LAUTERJUNG et al., 2010; LIU et al., 2009).

Figura 2.2 - Número de mortes e população afetada por desastres naturais no mundo.

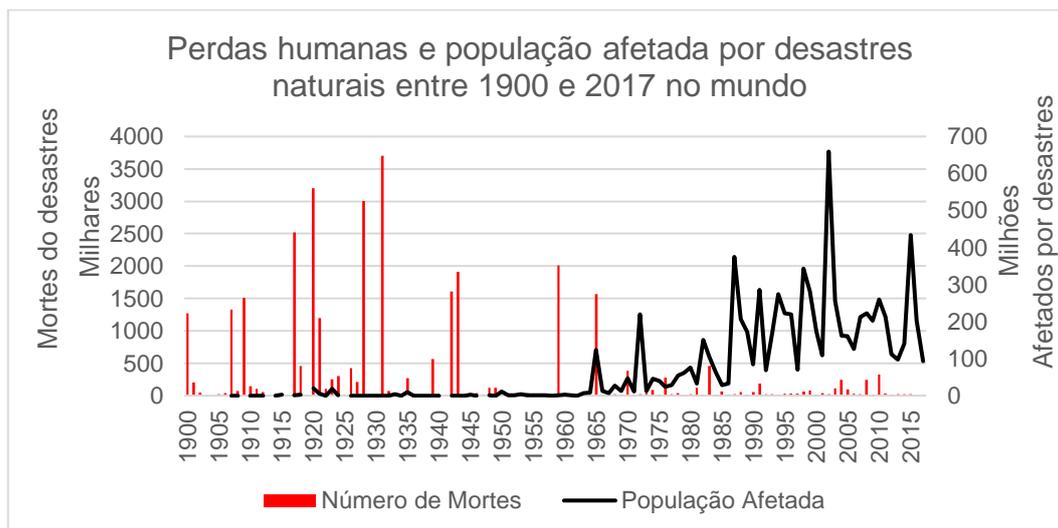


Gráfico indicando número de perdas humanas e população afetada por desastres naturais entre 1900 e 2017 no mundo.

Fonte: EM-DAT (2018).

Importante ressaltar que os dados registrados pelo EM-DAT seguem critérios, como número mínimo de perdas humanas (10 óbitos) e de população afetada (100 pessoas), além da obrigatoriedade de ter sido decretada situação de emergência e solicitado auxílio internacional. Com isso, os dados identificados consideram apenas os eventos de maior magnitude, não correspondendo à realidade brasileira. Ainda, os desastres considerados para tal análise estatística incluem aqueles que não são causados por eventos relacionados a eventos meteorológicos, como os terremotos.

Conforme CRED/UNISDR (2015), 90% dos desastres registrados entre 1995 e 2015 foram causados por eventos meteorológicos, como inundações, tempestades e ondas de calor. Estes eventos resultaram na perda de 606 vidas e 4,1 bilhões de pessoas feridas por desastres.

Segundo a ONU (UNISDR - AM, 2013), mais da metade das mortes e 90% das perdas materiais por desastres registrados nas Américas são resultantes de eventos pequenos e recorrentes, portanto, não contabilizados pelo EM-DAT.

No Brasil, estudo realizado pelo CEPED (UFSC; CEPED, 2016), indicou danos materiais e prejuízos decorrentes de desastres naturais no Brasil entre os anos de 1995 e 2014. No que concerne os danos materiais, 1,8 milhões de habitações foram danificadas e mais de 185 mil habitações foram destruídas no período. Os danos contabilizados são superiores a R\$16 bilhões em habitações e R\$ 26 bilhões em infraestrutura. Os prejuízos públicos representam cerca de 14% (cerca de R\$ 20 bilhões) em contraposição aos prejuízos privados, que são de aproximadamente 86% (aproximadamente R\$ 118 bilhões). O estudo concluiu que, mesmo com a baixa frequência de eventos de grande magnitude no Brasil, a recorrência de eventos de menor magnitude resulta em um montante significativo em danos e prejuízos.

Em paralelo ao aumento dos eventos de desastres, em linhas gerais, desde a segunda metade do século XX, houve também crescimento da população urbana no mundo e no Brasil. Segundo os dados da ONU (2015), a população urbana representava 29% da população mundial em 1950 (700 milhões de pessoas) e em 2010 ultrapassou os 51%, o que significa mais de 3,5 bilhões de pessoas (Figura 2.3).

Figura 2.3 – Crescimento da população mundial.

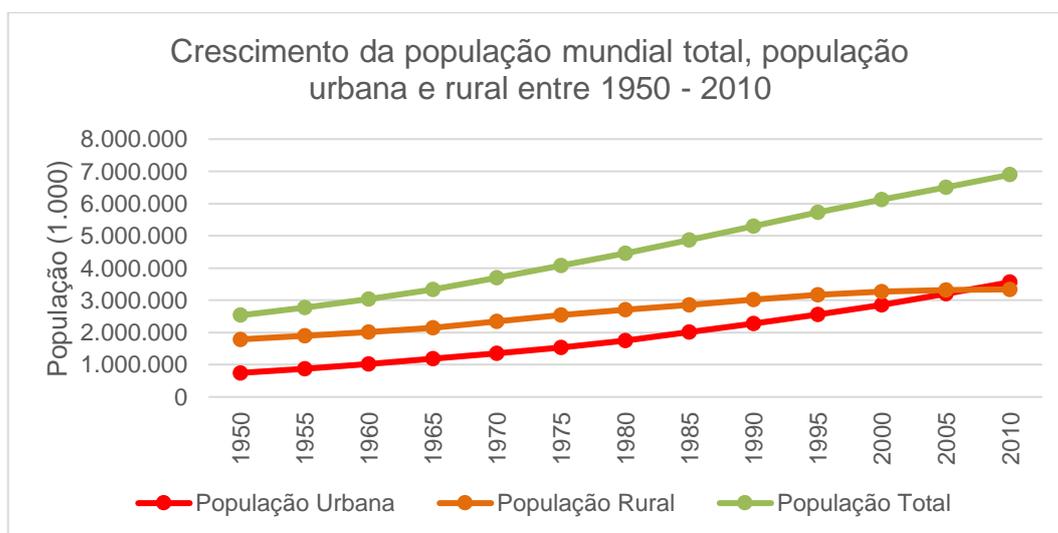


Gráfico retrata o crescimento da população mundial total, bem como da população urbana e rural separadamente.

Fonte: UN-DESA – Population Division (2012).

2.2.2. Desastres naturais no Brasil

No Brasil é ainda mais proeminente o crescimento da população urbana, que em 1950 representava 36% da população (18 milhões de habitantes) e em 2010, ultrapassou os 84% da população brasileira, chegando a mais de 160 milhões de pessoas (IBGE, 2011).

O acréscimo anual de população exposta aos riscos de desastres naturais varia entre setenta e oitenta milhões de pessoas no mundo, sendo que 90% dessa população reside em países em desenvolvimento (TOMINAGA et al., 2009). Apesar dos perigos naturais ameaçarem todas as pessoas expostas igualmente, com o aumento da vulnerabilidade, associada tanto ao baixo padrão construtivo das residências quanto à forma de ocupação adensada, eleva-se o risco aos desastres naturais às populações de baixa renda. Esse fator é claramente observado no Brasil, em que o valor da terra é determinante para a ocupação de áreas menos apropriadas por parte da população de menor renda em aglomerados subnormais, expondo essa população aos riscos de desastres naturais, conforme aborda Tominaga et al. (2009).

Ainda há pouca pesquisa no país sobre as perdas materiais e humanas decorrente dos desastres naturais. Porém, uma das pesquisas mais abrangentes resultou na elaboração do Atlas Brasileiro de Desastres Naturais (UFSC; CEPED, 2013). Este documento se embasou no levantamento dos registros de ocorrências entre os anos de 1990 e 2012 disponibilizados pelas Coordenadorias Estaduais de Defesa Civil e documentos da Secretaria Nacional de Defesa Civil, do Ministério da Integração Nacional. Dentre os resultados, destaca-se a porcentagem da população afetada por tipo de desastre, a porcentagem de perdas humanas e a distribuição desses dados por região do país.

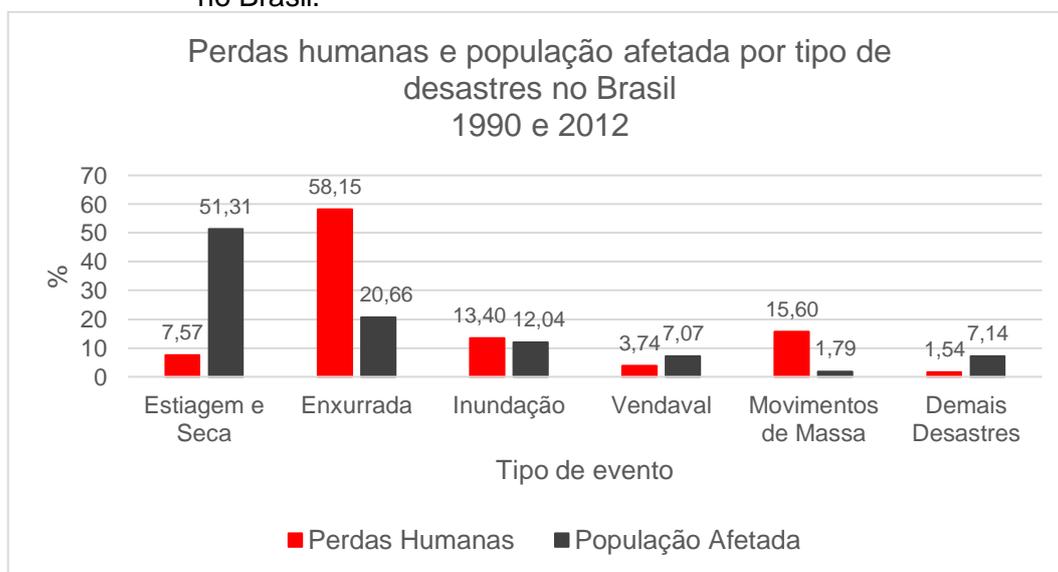
Ressalta-se que o aumento significativo dos registros de ocorrências nos últimos dez anos analisados pelo estudo resulta, em partes, de possíveis deficiências de registros por parte dos órgãos de defesa civil nos primeiros anos pesquisados. Assim, entende-se que o número de ocorrências pode

ser maior do que o valor apresentados pelo estudo. Entretanto, esse é o estudo mais completo no âmbito nacional, no que se refere aos registros históricos.

Com base no período analisado (1990 a 2012), os eventos de estiagem e seca resultaram no maior número de pessoas afetadas, ou seja, pouco mais de 50% do total de população afetada por desastres no Brasil. Na sequência, estão os eventos de enxurrada (20,66%), inundação (12,04%), vendaval (7,07%) e movimentos de massa (1,79%). Os fenômenos de granizo, erosão, geada, incêndio e tornado afetaram juntos cerca de 7% da população em questão (UFSC; CEPED, 2013).

Apesar de menos de 2% da população ter sido afetada por movimentos de massa, esse tipo de desastre corresponde a 15,6% dos óbitos por desastres no período analisado. As enxurradas causaram 58,15% das mortes e as inundações, 13,4%. Estiagem e seca foram responsáveis por mais de 7% dos óbitos, vendavais, por mais de 3%, enquanto que os demais desastres (erosão, incêndio, tornado e alagamento) causaram 1,54% das perdas humanas, conforme Figura 2.4 (UFSC; CEPED, 2013).

Figura 2.4 – Perdas humanas e população afetada por tipo de desastres naturais no Brasil.

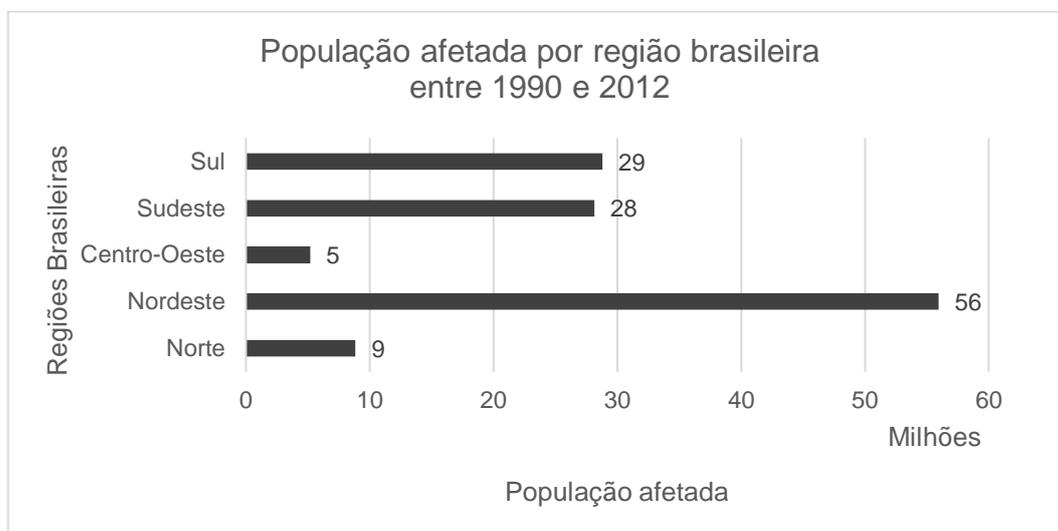


Porcentagem das perdas humanas e população afetada por tipo de desastre natural no Brasil entre 1990 e 2012.

Fonte: UFSC e CEPED (2013).

A região brasileira com maior número de afetados por desastres naturais é a Região Nordeste, principalmente por conta dos eventos de estiagem e seca, resultando em mais de 55 milhões de pessoas afetadas no período entre 1990 e 2012 (Figura 2.5).

Figura 2.5 – População afetada por desastres por região.



Número de pessoas afetadas por região brasileira, pelos desastres naturais entre 1990 e 2012.

Fonte: UFSC e CEPED (2013).

Porém a região com maior número de mortes por desastres é a Sudeste (2.294), conforme exposto na Figura 2.6. Dentre os fatores que contribuem para isso, destaca-se que esta é a região com a mais alta densidade demográfica no país, ou seja, 86,9 hab./km² (IBGE, 2011). A ocupação desordenada é comum, em especial nas cidades médias e grandes, resultando em edificação de moradias em áreas suscetíveis à ocorrência desses processos (TOMINAGA et al., 2009). Além disto, é uma das principais regiões do país com cidades instaladas em relevo escarpado como nas regiões das Serras do Mar e da Mantiqueira. Neste aspecto, Campos do Jordão – SP, é um exemplo. A Região Sudeste é também a região brasileira com maior registro de movimentos de massa resultantes, em sua maioria, em desastres naturais, com 79,8% destes processos registrados no país. A enxurrada foi o segundo fenômeno que mais causou mortes no período entre 1990 e 2012, resultando em 30% de vítimas fatais.

Figura 2.6 – Perdas humanas por desastres por região.



Número de perdas humanas por região brasileira, por desastres naturais entre 1990 e 2012.

Fonte: UFSC e CEPED (2013).

Eventos de grande magnitude levaram ao óbito centenas de pessoas e contabilizaram o prejuízo de aproximadamente R\$ 15 bilhões entre os anos de 2008 e 2011 (BANCO MUNDIAL, 2012; UFSC; CEPED, 2016), nos estados de Santa Catarina, Rio de Janeiro, Alagoas e Pernambuco. Diante desse cenário, o Governo Federal e Governos Estaduais têm aumentado os investimentos na prevenção e na gestão de desastres naturais.

Foram criados e fortalecidos centros de monitoramento e alerta, assim como de gestão de desastres naturais no âmbito federal. Após o megadesastre de 2011, houve uma mudança política em relação aos desastres naturais. Até então havia ênfase na resposta pós-desastre, porém após este grande evento, tem sido fortalecido as ações de prevenção pré-desastre. No âmbito federal, foi criado o Cemaden – Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais, que atua no monitoramento e envio de alertas para as defesas civis, por meio da Defesa Civil Nacional. Ainda no âmbito federal, foi fortalecido o CENAD – Centro Nacional de Gerenciamento de Riscos e Desastres, que encaminha os alertas às defesas civis estaduais e municipais, monitora as ocorrências de desastres e quando necessário viabiliza a destinação de verbas e materiais

nas ações pós-desastres. Em 2012 foi instituída a Lei de Política Nacional de Proteção e Defesa Civil – PNPDEC (BRASIL, 2012a) regulamentando os deveres da união, estados e municípios no que tange a redução dos riscos. Houve um fortalecimento das Defesas Civas nas três esferas, e a criação do Sistema Integrado de Informações sobre Desastres (S2iD) que viabilizou a construção de um banco de dados de ocorrência de desastres unificado.

2.2.3. Enfoque aos processos de movimentos de massa

Os processos de movimentos de massa são modeladores naturais das encostas, principalmente em regiões com elevada declividade (CRUZ, 1990). Porém, quando esses fenômenos ocorrem em encostas ocupadas, causam impactos sociais e econômicos. Anualmente ocorrem deslizamentos pontuais que, em geral, estão relacionados à alteração das encostas, por meio de implementação de taludes de corte e de aterro, bem como construções de edificações sem estrutura adequada (CARVALHO; GALVÃO, 2006). Os deslizamentos pontuais e induzidos tendem a gerar menor impacto à população exposta ao risco, ou seja, podem afetar pequeno número de pessoas por evento, porém é possível que resultem em perdas humanas e materiais (UNISDR - AM, 2013). Por outro lado, eventos extremos de precipitação, podem resultar na ocorrência de deslizamentos generalizados. Estes são menos frequentes, todavia afetam uma população maior, podendo levar a óbito dezenas ou centenas de pessoas. Exemplos recentes no Brasil são os eventos de Petrópolis em março de 2013 que causou 33 óbitos (DRM-RJ, 2013) e Salvador em abril de 2015, que resultou em 19 óbitos (CODESAL, 2018).

O baixo padrão construtivo e a forma de ocupação característicos das regiões com maiores declividades resulta em maior vulnerabilidade das pessoas expostas ao risco. Isso é consequência da associação de fatores como: o aumento da população urbana; a ocupação precária em áreas suscetíveis aos movimentos de massa; e ainda pela especulação imobiliária, uma vez que, as áreas menos suscetíveis têm maior valor econômico (TOMINAGA et al., 2009).

Os processos de movimentos de massa têm causas variadas. Segundo United States Geological Survey - USGS (2008), as causas primárias são de ordem natural e humana. As causas naturais têm como fator imediato à ação da água, atividade sísmica e atividade vulcânica. No Brasil, destacam-se os movimentos de massa causados pela ação da água da chuva, conforme descreve Cenad (2012), podendo ser agravadas por atividades humanas.

Os movimentos de massa são classificados de diferentes formas. Em geral, são considerados os critérios de velocidade, direção e recorrência dos eventos; natureza do material (solo, rocha, detritos, depósitos) incluindo sua textura, estrutura e o conteúdo de água; geometria; e tipo de deformação do movimento. Diante da variedade de elementos considerados pelas classificações, não há um consenso no meio acadêmico.

A classificação oficial no Brasil, que embasa o Sistema Nacional de Proteção e Defesa Civil é dada pelo Cobrade (CENAD, 2013). Nela os desastres naturais de origem geológica são subdivididos em quatro tipos: a) quedas, tombamentos e rolamentos de rocha; b) deslizamentos de solo e/ou rocha; c) corridas de massa; e d) subsidências e colapsos. Augusto Filho (1992), por sua vez, identifica os processos de encosta em quatro grandes classes: rastejos, escorregamentos, quedas e corridas.

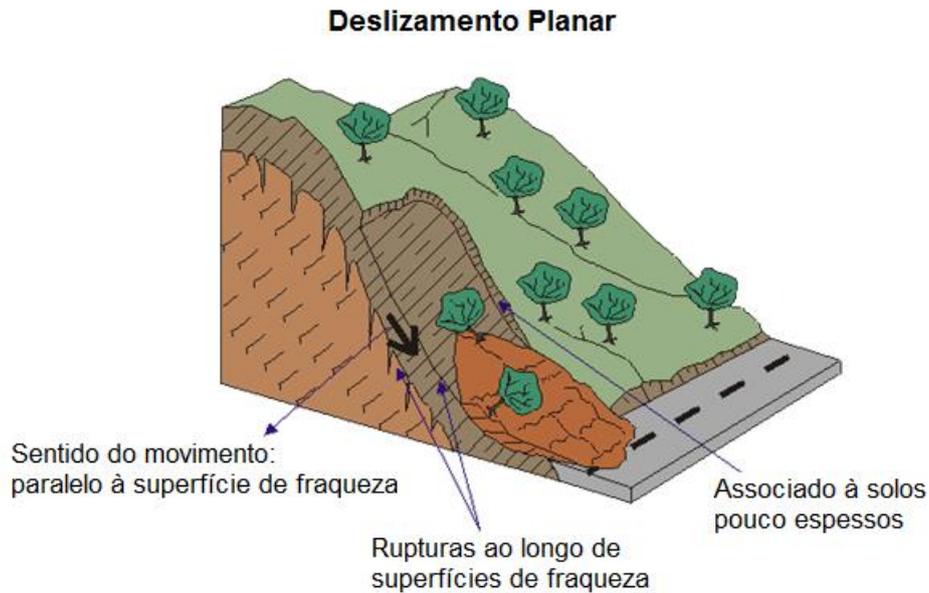
Cruden e Varnes (1996) realizaram sua classificação com base no tipo de processo, no material mobilizado, no conteúdo de água no solo e na velocidade do movimento, sendo esta a classificação adotada na pesquisa. Para estes autores, movimentos de massa são caracterizados pela descida da massa de solo ou rocha pela encosta, em geral pela superfície de ruptura com atuação de força de cisalhamento. Cruden e Varnes (1996) dividem os processos geodinâmicos de encosta em cinco grandes classes: quedas, tombamentos, deslizamentos (planar/translacional e rotacional), fluxos e espalhamentos.

Dentre os processos classificados como deslizamentos, há os rotacionais e os planares. Podem ocorrer ainda os deslizamentos compostos, que são resultados da combinação dos rotacionais com os planares. Os deslizamentos rotacionais são caracterizados pelo movimento do material mobilizado sobre uma superfície de ruptura curva e côncava e, em geral, é composta por materiais mais homogêneos.

Os deslizamentos planares são mais comuns em todos os ambientes e condições na Terra (USGS, 2008). Em geral, são deslizamentos pouco profundos, variando de um a quatro metros, podendo abranger grandes extensões de área e se caracterizam por resultar em um plano abrupto com ruptura bem definida (Figura 2.7). Este plano de ruptura ocorre em superfícies de fraqueza, como em descontinuidades geológicas (falhas, estratificações ou no contato entre solo e rocha), uma vez que há diferença de densidade e permeabilidade entre os materiais (SELBY, 1993). Estes são movimentos de massa de grande velocidade. A presente pesquisa se trata dos deslizamentos planares rasos, no que tange a análise da estabilidade de encosta com o uso de modelos matemáticos.

Os processos de instabilização das encostas, que resultam nos movimentos de massa, são decorrentes de uma cadeia de eventos que podem ser cíclicos, com origem e história geológica e geomorfológica (movimentos tectônicos, intemperismo, erosão, ação antrópica, entre outros). Porém, existem fatores condicionantes que atuam mais diretamente na deflagração dos movimentos de massa que são os agentes e causas de instabilização (AUGUSTO FILHO; VIRGILI, 1998).

Figura 2.7 – Bloco-diagrama esquemático de deslizamento planar.



Bloco-diagrama de deslizamento planar indicando o sentido do movimento, as superfícies de ruptura e espessura do solo.

Fonte: UNESP (2001), modificado pelo autor.

As causas são os modos de atuação dos agentes no processo de instabilização (GUIDICINI; NIEBLE, 1976). Desse modo, as causas são identificadas como internas (subsuperficiais), externas (superficiais) e intermediárias. Já os agentes deflagradores são divididos entre agentes predisponentes e agentes efetivos (Tabela 2.1). Os agentes predisponentes são aqueles associados às características naturais dos terrenos e os agentes efetivos são diretamente responsáveis pela deflagração da instabilidade das encostas, resultando nos movimentos de massa; dentre eles é incluída a ação antrópica. Os agentes efetivos são divididos entre preparatórios e imediatos, com base na forma de atuação antes da ruptura (AUGUSTO FILHO; VIRGILI, 1998).

Tabela 2.1 – Agentes deflagradores de movimentos de massa.

Agentes Deflagradores	Agentes predisponentes	Agentes	Características	
		Geológico	Características da rocha e intemperismo Estruturas geológicas Tectonismo	
		Pedológico	Propriedades mecânicas dos solos Propriedades químicas, mineralógicas e texturais dos solos	
		Geomorfológico	Declividade Amplitude Forma das encostas (retilínea, convexa e côncava) Relação entre a declividade e a espessura do solo	
	Hidrológico	Densidade de drenagem Presença de vegetação - Influência no ciclo hidrológico - Comportamento das raízes		
	Agentes efetivos	Agentes	Preparatórios	Imediatos
		Meteorológico	Precipitação acumulada	Intensidade da precipitação instantânea
		Hidrológico	Infiltração Fluxos subsuperficiais Poro-pressão da água	Escoamento superficial
		Antrópico	Uso e ocupação Retirada da vegetação Intervenções nas encostas – corte, aterro, concentração de águas servidas e de drenagem pluvial	

Fonte: Guidicine e Nieble (1976), modificado pelo autor.

Os movimentos de massa têm relação direta com a atuação da água no solo (SELBY, 1993). Os processos hidrológicos mais importantes destacados por Sidle e Ochiai (2006) são: a precipitação e sua distribuição espacial e temporal, a recarga de água nos solos e potencial para o escoamento superficial, os movimentos lateral e vertical da água na rocha alterada, bem como a evapotranspiração e a interceptação pela vegetação. Os movimentos de massa são resultantes da atuação de precipitação com intensidade ou duração suficientes para que o nível freático chegue próximo à superfície do solo ou preencha rachaduras resultantes de movimentações anteriores do terreno (SELBY, 1993).

A água no solo, atua de diferentes formas, quando o solo está saturado, há redução da coesão do material, ou seja, redução a força de atração entre as partículas contribuindo no comportamento plástico e fluido do solo (AUGUSTO FILHO; VIRGILI, 1998). A atuação da água no aumento das forças atuantes no solo está relacionada ao peso do solo saturado pela água da chuva, bem como pelas pressões laterais, resultantes de expansão, aumento do volume do solo, quando há presença de argila ativa, ou seja, pequena quantidade de argila em solo com alto índice de consistência (teor de umidade limite entre os estados plástico e líquido). Sua atuação na redução da resistência dos materiais está associada ao intemperismo e à redução da coesão do material diante da elevação do nível freático.

A coesão é dividida em dois tipos: 'coesão aparente' e 'coesão verdadeira'. A primeira é a coesão resultante da capilaridade, ou seja, da tensão superficial da água entre as partículas sólidas do solo parcialmente saturado, formando meniscos que tendem a aproximar as partículas entre si. A segunda é referente às forças eletroquímicas de atração das partículas de argila. Com isso, apenas a 'coesão aparente' é utilizada, quando se refere à resistência ao cisalhamento (CAPUTO, 1996).

Augusto Filho e Virgili (1998) esclarecem que índices pluviométricos críticos para ocorrência de movimentos de massa dependem do tempo de infiltração da água no solo, da dinâmica da água superficial e subsuperficial, assim como do tipo de movimento de massa que pode ocorrer no local. Quando ocorre precipitação de baixa intensidade, a circulação da água no solo em subsuperfície ocorre paralelamente ao contato entre os horizontes de solo com contraste de permeabilidade e em chuva de curta duração, a capacidade de drenagem do solo não chega a ser excedida. Porém, quando a capacidade de drenagem é excedida por tempo suficiente e a poro-pressão aumenta substancialmente, tem-se a deflagração do processo de movimentos de massa (SELBY, 1993). Em caso de eventos extremos de precipitação, podem ocorrer diversos deslizamentos planares rasos, tanto induzidos - aqueles que ocorrem em encostas com taludes de

corte e aterro - como deslizamentos em encostas naturais, sendo estes generalizados (AMARAL et al., 2011).

Como a pluviometria é, em geral, de grande relevância para que ocorram os eventos de movimentos de massa no Brasil, o que embasa atualmente o monitoramento e envio de alertas de risco de movimentos de massa, bem como o que norteia as ações de defesas civis são os limiares críticos, ou seja, valores de acumulado de precipitação pré-definidos para o município ou para regiões. Tem-se como exemplo os valores propostos pela DRM-RJ para a região serrana fluminense, que considera a associação dos seguintes acumulados de precipitação: 40 mm/h + 100 mm/24h + 115 mm/96h + 270 mm/30 dias. Na capital do Rio de Janeiro, a GeoRio utiliza combinação de valores que variam com diferentes períodos de tempo: ≥ 40 mm/h, ou ≥ 125 mm/24h, ou ainda 200 mm/96h + ≥ 40 mm/24h (DRM-RJ, 2017).

No estado de São Paulo, a Defesa Civil Estadual coordena o PPDC (SÃO PAULO, 2016), que se embasa na curva crítica definida por Tatizana et al. (1987), indicando os limiares críticos em 72 horas. A implementação do PPDC se dá em seis regiões do estado, sendo que na região do Vale do Paraíba, que inclui, além do Vale, a Serra da Mantiqueira e o Vale Histórico, os seguintes limiares são utilizados: 80 mm/72h para grande parte do Vale do Paraíba; e 60 mm/72h para a região da Serra da Mantiqueira e São Luiz do Paraitinga. O Litoral Norte tem o mesmo limiar que a Baixada Santista, ou seja, região litorânea para o PPDC, com limiar de 100 mm/72h.

O município de Blumenau criou o Sistema AlertaBlu, que faz o monitoramento e envio de alertas para a população, conforme critérios de probabilidade de ocorrência de movimentos de massa, considerando a precipitação acumulada em 1, 24 e 168 horas, indicando probabilidade média, alta e muito alta de deslizamento, conforme Tabela 2.2 (ALERTABLU, 2017).

Tabela 2.2 – Índices críticos utilizados no município de Blumenau, conforme critérios pluviométricos para determinação da probabilidade de ocorrência de deslizamentos.

	Média	Alta	Muito Alta
Acumulado em 1h	10mm/h a 30mm/h	30mm/h a 50mm/h	> 50mm/h
Acumulado em 24h	50mm/24h a 100m/24h	100mm/24h a 150m/24h	> 150mm/24h
Acumulado em 168h	100mm/168h a 150m/168h e 40mm/h	150mm/168h a 210m/168h e 40mm/h a 80mm/h	> 210mm/168h e > 80mm/h

Fonte: AlertaBlu (2017).

Porém, em todos estes casos citados, os limiares críticos são estáticos, para cada período de tempo predefinido e muitas vezes não contemplam as alterações antrópicas na encosta.

Na presente pesquisa, pretende-se compreender a sensibilidade dos modelos matemáticos às alterações antrópicas da encosta. Existem diferentes métodos para identificação de áreas suscetíveis a deslizamentos. Montgomery e Dietrich (1994), bem como Guimarães et al. (2008), as classificam da seguinte forma: análise de campo para identificação das áreas suscetíveis a deslizamentos; projeção de padrões de futuras instabilidades baseada em mapeamentos geomorfológicos e geotécnicos; análise multivariada de instabilidade da encosta, por meio de modelos com bases estatísticas; e aplicação de modelos matemáticos de estabilidade de encosta e modelos hidrológicos.

2.3. Modelagem numérica aplicada a estudos de estabilidade de encosta

Diferentes pesquisadores na área de engenharia geotécnica desenvolveram metodologias para analisar a estabilidade de taludes (BISHOP, 1955; FELLENIUS, 1936; JANBU, 1954; PETTERSON, 1955). Inicialmente, os cálculos eram todos manuais, com base no método do talude infinito.

Após o início da computação, na década de 1960, foram realizadas formulações matemáticas mais complexas (MORGENSTERN; PRICE, 1965; SPENCER, 1967). Porém, os programas comerciais só foram

desenvolvidos após a difusão dos computadores pessoais, na década de 1980 (GEO-SLOPE, 2015a). Com isso, existem diferentes programas disponíveis no mercado para diferentes processos de deslizamentos.

Conforme Vieira (2007), a aplicação de modelos matemáticos é considerada objetiva, uma vez que se embasa em equações que descrevem os processos físicos envolvidos, não tendo assim, uma análise subjetiva. Estes tendem a analisar a suscetibilidade com base em modelos de estabilidade acoplados a modelos hidrológicos, como por exemplo: a) modelo dSLAM (*Distributed, Physically based Slope Stability Model*), utilizado para previsão de deslizamentos rasos, considerando ainda a resistência das raízes e o efeito de desmatamento (DHAKAL; SIDLE, 2003; WU; SIDLE, 1995); b) SINMAP (*Stability Index Mapping*) prevê áreas instáveis com base no Índice de Estabilidade (IE), embasado na teoria do Talude Infinito e parâmetros hidrológicos (MORRISEY et al., 2001; PACK et al. 1998); c) SHALSTAB (*Shallow Landslide Stability Analysis*) desenvolvido em ambiente SIG, permitindo realizar análise geo-relacional (MONTGOMERY; DIETRICH, 1994; DIETRICH et al., 1998); d) GEO-SLOPE desenvolvido para análise geotécnica (GEO-SLOPE, 2015a; GEO-SLOPE, 2015b).

Por razões que são abordadas no capítulo 3, optou-se por trabalhar com dois modelos de estabilidade de encostas entre os vários existentes, os modelos SHALSTAB e GEO-SLOPE para analisar a estabilidade de encosta, primeiramente de forma espacializada e posteriormente, com aplicação mais detalhada na escala de encosta.

2.3.1. SHALSTAB

O método utilizado na primeira etapa da presente pesquisa foi a aplicação de modelagem matemática, por meio do modelo SHALSTAB (*Shallow Landsliding Stability Model*). Este é um modelo determinístico, embasado em relações físicas de causa e efeito, capaz de reproduzir os sistemas ambientais com base em equações físicas que simulam aproximadamente os mecanismos que deflagram deslizamentos.

O SHALSTAB foi desenvolvido por Montgomery e Dietrich (1994), é embasado em modelos digitais de elevação, para definir níveis de estabilidade para cada pixel da base de dados. A unidade de análise para a aplicação deste modelo é a bacia hidrográfica. O SHALSTAB combina um modelo de estabilidade de encosta com um modelo hidrológico. Assim, se tem a razão q/T , onde “q” é a chuva crítica necessária para ocorrer a ruptura (mm); e “T” é a transmissividade do solo (m^2/dia), conforme Günther et al (2017), segue a equação:

$$\log \frac{q}{T} = \left(\frac{\text{sen}\theta}{\frac{a}{b}} \left(\frac{c'}{\rho_w g z \cos^2 \theta \tan\phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) \right) \right) \quad (1)$$

Sendo:

q - chuva crítica necessária para a ruptura (mm);

T - transmissividade do solo (m^2/dia);

a - área de contribuição (m^2);

b - comprimento do contorno da célula (m);

C' - coesão do solo (Pa);

θ - ângulo da encosta ($^\circ$);

ρ_w - densidade da água (kN/m^3);

ρ_s - densidade do solo (kN/m^3);

g - gravidade (m/s^2);

z - espessura do solo;

ϕ - ângulo de atrito interno ($^\circ$).

O modelo de estabilidade de encosta se embasa no método do talude infinito. Este método é aplicado nos casos em que o comprimento da encosta é muito maior que a profundidade do solo, ou seja, é adequado para os casos de deslizamento planar raso (MICHEL et al., 2014). E tem como base a Lei de Morh-Coulomb, assim, no momento da ruptura da encosta as forças de cisalhamento e de resistência se igualam, conforme observa-se na equação:

$$\tau = c + (\sigma - u) \cdot \tan \phi \quad (2)$$

Sendo:

τ - força de cisalhamento no momento da ruptura;

c - coesão aparente;

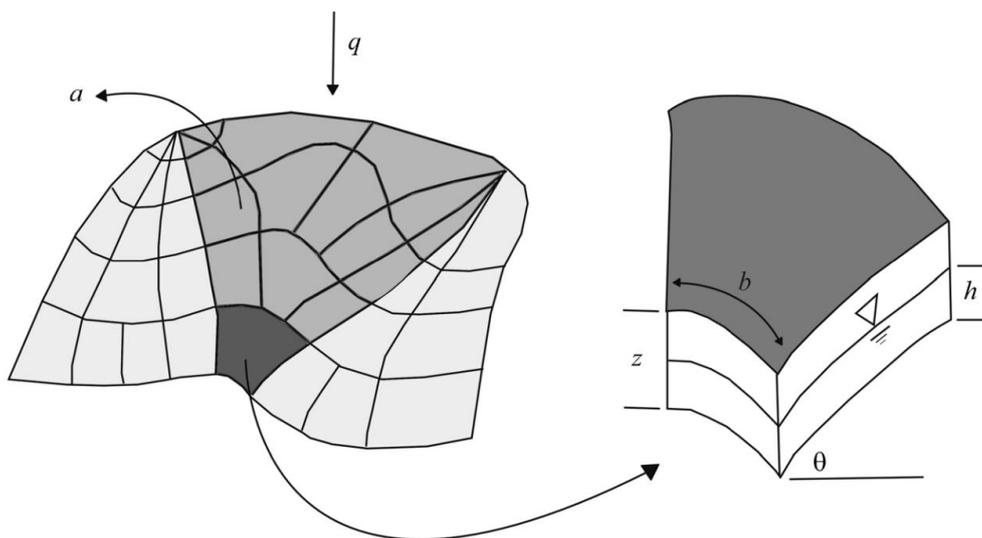
σ - tensão normal;

u - poro-pressão;

ϕ - ângulo de atrito interno do solo.

O modelo hidrológico que é aplicado de forma conjunta com o modelo de estabilidade de encosta é do tipo estado uniforme (*Steady State*) proposto por O'loughlin (1986 *apud* MONTGOMERY; DIETRICH, 1994). O modelo assume um estado uniforme de recarga que simula o padrão de variação espacial da umidade, ou seja, altura da coluna de água durante o evento chuvoso (Figura 2.8).

Figura 2.8 – Representação do modelo hidrológico.



Representação espacial do modelo hidrológico, onde: a representa a área de contribuição a montante (representada em tom de cinza médio); b representa o comprimento de contorno da fronteira inferior de cada elemento; q é a taxa de recarga uniforme; h é a altura da coluna de água; θ é a declividade da encosta.

Fonte: Montgomery e Dietrich (1994); Michel et al. (2014).

Assim, o nível de saturação do solo se dá por meio da relação entre a água que entra no sistema como recarga uniforme e a água que sai do sistema pela camada saturada de solo.

O modelo SHALSTAB resulta na identificação de áreas suscetíveis a deslizamentos planares rasos, de acordo com as classes de estabilidade de encosta. Dietrich et al. (1998) propuseram a divisão em 7 classes de estabilidade. As classes mais extremas são: incondicionalmente instável e incondicionalmente estável, havendo 5 classes intermediárias.

Entende-se como instável quando a razão entre o nível de água e a profundidade do solo (h/z) é igual a zero (0), assim a relação entre os parâmetros do solo não superam os efeitos de instabilidade da encosta. Já a classe incondicionalmente estável é caracterizada por h/z é igual a um (1), ou seja, mesmo com o solo saturado, a relação entre os parâmetros do solo superam os efeitos de instabilidade da encosta (MICHEL et al., 2014). As classes intermediárias são estabelecidas pela razão q/T , conforme explicado por Michel et al. (2014) e Ahrendt (2005). Como a razão q/T gera um número muito pequeno, é aplicada uma função logarítmica.

Este modelo foi amplamente utilizado em pesquisas aplicadas em diferentes países. Montgomery e Dietrich (1994) desenvolveram o SHALSTAB e publicaram o artigo indicando a validação do modelo, em comparação com mapa de cicatrizes em pesquisa no condado Marine, na Califórnia, na costa do Oregon e na Península Olímpica no estado de Washington. Posteriormente, Dietrich et al. (1998) aplicaram o modelo no norte da Califórnia, nos condados de Mendocino e Humboldt, nos Estados Unidos, e confirmaram a eficiência do modelo, realizando a comparação dos resultados com o mapa de cicatrizes de deslizamentos. Os autores destacam que o modelo pode ser utilizado para indicar as porções potencialmente instáveis, inclusive em grandes áreas, neste estudo a área foi de aproximadamente 280 km².

Teixeira et al. (2015) aplicaram o modelo na bacia do rio Tibo, no noroeste de Portugal e, como resultado, os autores identificaram que mais de 80% das cicatrizes coincidiram com as classes mais instáveis do modelo. Pradhan e Kim (2015) fizeram a comparação entre os modelos SHALSTAB e SINMAP na Coreia e ambos indicaram a mesma região da bacia

hidrográfica com áreas mais instáveis, sendo que o SHALSTAB indicou que 82% de coincidência com as cicatrizes de deslizamentos anteriores.

No Brasil há diferentes estudos, Fernandes et al. (2001) aplicaram o modelo SHALSTAB nas bacias hidrográficas dos rios Quitite e Papagaio, na cidade do Rio de Janeiro, como método de previsão de áreas instáveis. Os autores concluíram que os parâmetros topográficos, bem como a forma da encosta e área de contribuição tem papel relevante na previsão de áreas suscetíveis a deslizamentos, parâmetros muitas vezes desprezados em outras metodologias.

Guimarães et al. (2003) publicaram artigo com objetivo de descrever a metodologia empregada no modelo SHALSTAB, bem como seus fundamentos. Listo (2011), por sua vez, realizou sua dissertação de mestrado aplicando o modelo na bacia do rio Aricanduva na capital paulista, associando os resultados da análise de suscetibilidade realizada pelo SHALSTAB com o mapeamento de risco, bem como a análise evolutiva de uso do solo. Os resultados indicaram concordância entre os produtos do modelo com o mapeamento de risco, bem como, foram considerados adequados ao planejamento urbano.

Vieira (2007) em sua tese de doutorado e Vieira e Ramos (2015) aplicaram o modelo SHALSTAB na Serra do Mar, no estado de São Paulo. Na primeira pesquisa, a autora fez a comparação entre os modelos SHALSTAB e TRIGRS em Cubatão, obtendo resultados similares entre os dois modelos. Na segunda pesquisa citada, os autores realizaram estudo em Caraguatatuba, e cerca de 55% das cicatrizes de deslizamentos prévios se localizavam nas áreas indicadas pelo modelo como mais instáveis.

Em sua dissertação de mestrado, Faria (2013) realizou estudo com aplicação do modelo SHALSTAB em na bacia do córrego do Yung em Juiz de Fora – MG. Esta região está em processo de urbanização, com isso, a autora buscou compreender o padrão de uso da terra na bacia e associar ao produto resultante do modelo. Com o intuito de auxiliar no planejamento urbano, a autora indicou as áreas que ainda não estavam ocupadas, porém

foram identificadas como suscetíveis a deslizamentos. Na região sul do Brasil, o modelo SHALSTAB foi aplicado por Riffel et al. (2016) na bacia do rio Caí, em comparação com o modelo Árvore de Decisão e os dois métodos foram satisfatórios, quando validados com o mapa de cicatrizes de deslizamento.

Gomes et al. (2013) publicaram artigo com os resultados da combinação do modelo SHALSTAB com o modelo FLO-2D, visando associar o modelo que analisa deslizamentos planares rasos com modelo de fluxo de detritos, no município do Rio de Janeiro. Ao final, os autores tiveram como resultado a previsão dos dois processos de deslizamentos para a mesma área.

2.3.2. GEO-SLOPE (SLOPE/W E SEEP/W)

O programa do modelo GEO-SLOPE, permite realizar análise de estabilidade de forma integrada à análise do fluxo de água, não mais de forma geoespacial, mas na escala de encosta, por meio da análise de perfis da encosta. Este modelo matemático é mais complexo, uma vez que permite realizar as análises por meio de diferentes métodos, embutidos no programa, para calcular o fator de segurança (COSTA et al, 2015; MENDES et al., 2017).

Além disso, neste programa é possível utilizar dados de entrada de estratigrafia complexa, condições de elevada poro-pressão, forças de cisalhamento linear e não-linear, em diferentes formas da superfície de ruptura, cargas concentradas, bem como inserção de contenção das encostas (GEO-SLOPE, 2015a).

O programa permite realizar análises determinísticas e probabilísticas. Para a realização de análises probabilísticas de estabilidade de encosta, é necessário que se utilize grande quantidade de dados obtidos em campo. Já a análise determinística pode ser utilizada mesmo quando se tem poucos dados disponíveis, gerando resultados representativos.

O programa GEO-SLOPE é comercializado desde 1977, passa por reestruturações e atualizações frequentes. Atualmente, é possível realizar

análise de problemas cada vez mais complexos, sendo possível compreender melhor o próprio método do equilíbrio limite. São geradas visualizações gráficas que detalham a distribuição dos vários parâmetros ao longo da superfície de ruptura.

Este programa é composto por oito módulos (SLOPE/W, SEEP/W, SIGMA/W, QUAKE/W, TEMP/W, CTRAN/W, AIR/W e VADOSE/W). Para a presente pesquisa foram usados os módulos SLOPE/W e SEEP/W de forma integrada, para tanto estes módulos estão melhor descritos.

O SLOPE/W realiza análises de estabilidade com base em cinco componentes: a) geometria da encosta, em que é permitido descrever a estratigrafia e a forma da superfície de ruptura potencial; b) resistência do solo, parâmetro utilizado para descrever os parâmetros geotécnicos do solo; c) poro-pressão, permite que sejam inseridos dados referentes às condições de poro-pressão para cada tipo de material; d) interação entre o solo e estruturas de contenção, permite realizar análise de perfis com estruturas de contenção da encosta; e) carga, permite analisar a encosta com a inserção de carga, como presença de edificações ou até mesmo carga resultante de terremotos (GEO-SLOPE, 2015a).

No caso do módulo SEEP/W realiza análise do fluxo da água no solo em zona saturada e não saturada. Desse modo, realiza análise da poro-pressão associada à vazamentos, como de tubulação doméstica ou industrial, bem como de reservatórios. Por meio desta ferramenta, pode-se compreender o comportamento da água na zona não-saturada, desde a infiltração, redistribuição da umidade na zona vadosa, bem como análise do fluxo transiente na frente de saturação, podendo dessa forma compreender o comportamento da água no solo por diversos tipos de infiltração. Este módulo permite ainda que sejam inseridos dados de precipitação constante ou variáveis (dados reais) como condição de contorno. Entende-se que realizar simulações de fluxo da água no solo em modelo numérico é bastante complexo, uma vez que solos naturais geralmente são bastante heterogêneos (GEO-SLOPE, 2015b).

O uso dos módulos SLOPE/W e SEEP/W de forma acoplada é amplamente difundido internacionalmente, como é possível observar nas seguintes pesquisas: na Itália, Casagli et al. (2006) avaliaram dois eventos de deslizamento na região norte da Toscana. Os resultados indicaram que o momento mais crítico para que ocorresse o deslizamento foi algumas horas após o pico da precipitação. Nocentini et al. (2015) realizou estudo na ilha de Ischia, localizada próximo a Nápoles, uma região com atividade vulcânica. A região registrou fluxo de detritos após várias horas de chuva em 2006, com isso os autores utilizaram os módulos supracitados visando compreender o gatilho que causou o deslizamento. Pagano et al. (2010), por sua vez, estudou eventos de deslizamentos induzidos na região da Campanha, no sul da Itália e o artigo trata dos gatilhos que resultaram nos deslizamentos.

Demczuc et al. (2014) realizou estudo na Polônia sobre o impacto das condições meteorológicas na estabilidade de encostas. Para tanto os autores selecionaram duas encostas e inseriram as informações de meteorológicas como temperatura do ar, umidade do solo, velocidade do vento, acumulado de precipitação entre 2009 e 2013. Neste caso além dos módulos SLOPE/W e SEEP/W, foi utilizado o módulo VADOSE/W. Como resultado, foi confirmado a forte relação da atuação da precipitação com a estabilidade da encosta, mas também a forte dependência das condições térmicas para a região.

Na China, Li et al. (2015) publicaram artigo sobre as implicações do fluxo de subsuperfície em deslizamentos causados por precipitação. Neste caso, foram estudadas situações em que a frente de saturação atinge o nível freático e ocorrem deslizamentos mesmo após a precipitação cessar. Ainda na Ásia, no Nepal, Dahal et al. (2009) fizeram análise comparativa dos parâmetros que contribuem nas causas dos deslizamentos, na região do Himalaia. Esta região é frequentemente atingida pelas monções que resultam em processos de movimentos de massa. Assim, foram utilizados os módulos SLOPE/W e SEEP/W visando compreender a relação da variação da poro-pressão da água nos horizontes do solo, bem como determinar a variação espacial das ocorrências de deslizamento.

No Brasil, também há pesquisas com uso dos módulos do GEO-SLOPE. No estado de Minas Gerais, como descrito por Ferreira et al. (2009), os autores realizaram retroanálise de evento de deslizamento em Ouro Preto, em talude no Morro do Curral. No estado de São Paulo, foi realizado estudo de caso a respeito de um evento de deslizamento induzido em São José dos Campos por Mendes et al. (2017). Neste caso, a chuva não foi o gatilho para que ocorresse o deslizamento, mas sim o vazamento de água e sobrecarga sobre a encosta. Mendes et al. (2018), realizaram estudo no município de Campos do Jordão, com base no caso do ano 2000, que resultou em 10 óbitos e grande número de pessoas afetadas. O objetivo da pesquisa foi compreender quais os fatores naturais e antrópicos que desencadearam os deslizamentos neste evento de precipitação.

Teixeira et al. (2016) realizou análise de estabilidade de talude rodoviário no estado do Paraná, na rodovia BR-376, entre os municípios de Curitiba e Ponta Grossa. No local estudado, há processo de deslizamento rotacional, e ao final do estudo, foram indicadas obras de contenção no local.

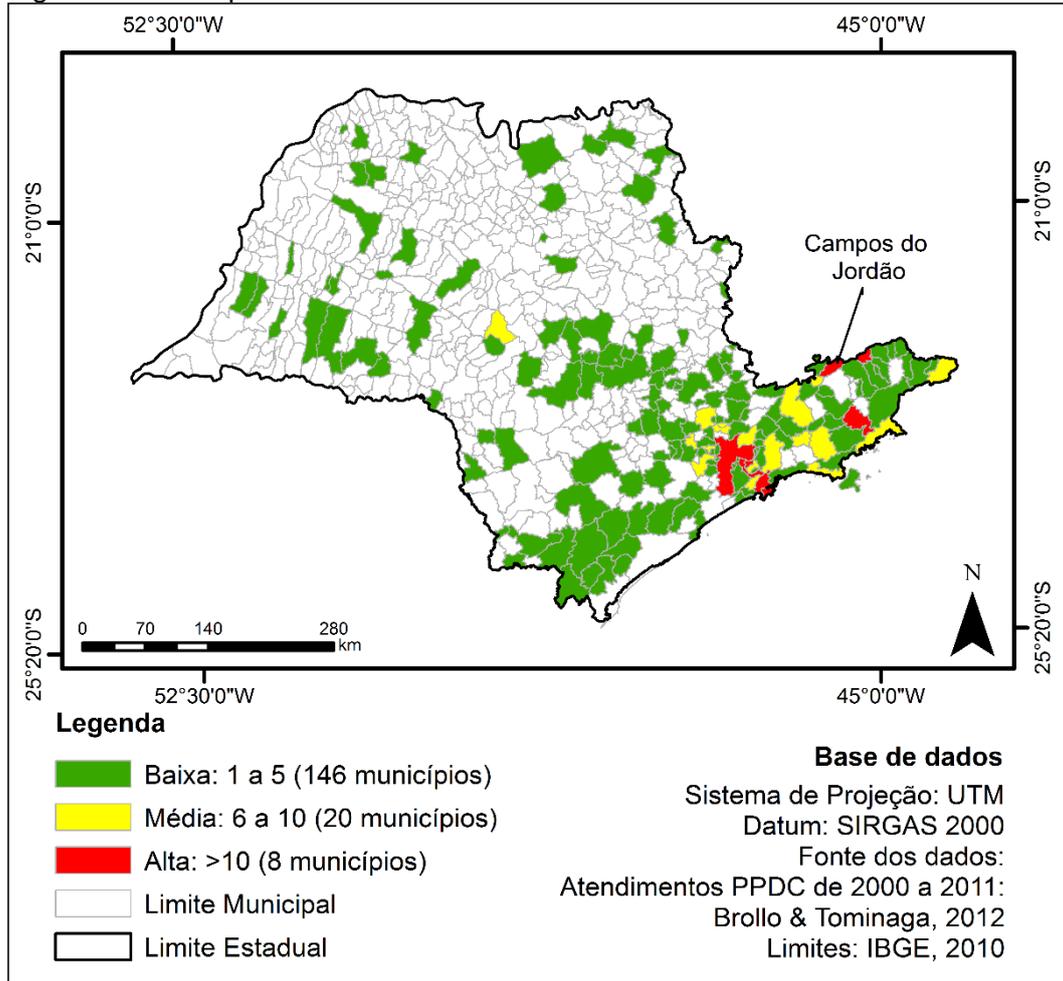
3 MATERIAIS E MÉTODOS

Este capítulo que trata dos materiais e métodos que embasaram a presente pesquisa, inicialmente trata da definição da área de estudo, com dados referentes ao histórico de ocupação e de desastres, tanto do município de Campos do Jordão como, mais especificamente, da bacia do córrego Piracuama. São expostos aspectos físicos como declividade, geologia e geomorfologia, bem como são discutidas as ações de prevenção em relação aos movimentos de massa no município. Ao final, são apresentados os materiais e métodos utilizados para realização da análise de estabilidade, primeiramente na bacia do córrego Piracuama, através do modelo SHALSTAB e posteriormente nas seções transversais, após aplicação de análise de sensibilidade do modelo GEO-SLOPE.

3.1. Campos do Jordão e a bacia do córrego Piracuama no contexto dos desastres: definição da área de estudo

Estudo realizado com base nos dados do Instituto Geológico do estado de São Paulo junto ao Programa Estadual de Prevenção de Desastres Naturais e de Redução de Riscos Geológicos sobre as ocorrências de desastres nos meses de verão (entre dezembro em março) dos anos de 2000 a 2010 no estado de São Paulo, indicou o número de desastres de deslizamentos para o período e quais municípios se destacam por serem os mais afetados. Dos 2.917 eventos de desastres naturais registrados durante aquele período, 590 foram relacionados a deslizamentos, em 122 municípios, com maior recorrência na região leste do estado (BROLLO et al., 2012). O município de Campos do Jordão encontra-se entre os oito municípios que tiveram maior frequência de eventos de deslizamentos, registrando mais de 10 eventos ao longo do período, conforme Figura 3.1.

Figura 3.1 – Frequência de eventos de deslizamentos no estado de São Paulo.



Frequência de eventos de deslizamentos com atendimentos emergenciais da Operação Verão/PPDC entre janeiro de 2000 e dezembro de 2011.

Fonte: Brollo e Tominaga (2012), modificado pelo autor.

O município de Campos do Jordão está localizado na região da Serra da Mantiqueira, porção leste do Estado de São Paulo a uma altitude de 1.628 metros. O município se caracteriza por ocupações precárias em encostas suscetíveis a deslizamentos. A vulnerabilidade associada ao padrão construtivo nessas áreas intensifica as situações de risco na área urbana de Campos do Jordão (MINITÉRIO DAS CIDADES et al., 2006).

3.1.1. Campos do Jordão: histórico de ocupação

O município de Campos do Jordão - SP tem área de 290,5 km² e apresenta histórico de ocupação precária desde o início do século XX, durante a fase sanatorial, período em que a cidade recebia pessoas para tratamento

tuberculose. Em 1912 foi construída a estrada de ferro que permitiu a conexão do município à Pindamonhangaba (SILVA et al., 2012). Campos do Jordão sofreu grande expansão a partir da década de 1970 após a construção da rodovia SP-123, que facilitou o acesso ao município ligando à capital do estado. A população de Campos do Jordão aumentou de 11.716 habitantes em 1940 (SEADE, s/d) para 47.789 em 2010 (IBGE, 2011). Somente durante a década de 1980 (entre 1980 e 1991) houve acréscimo de cerca de 11.000 pessoas (Tabela 2.3). Segundo o Censo de 2010 (IBGE, 2011), a população urbana do município representa 99,4% da população total.

Tabela 2.3 - Dados de população no município de Campos do Jordão – SP entre 1940 e 2010.

Censo (ano)	População em Campos do Jordão
1940*	11.716
1950*	13.040
1960*	16.450
1970*	18.592
1980*	25.964
1991*	36.877
2000*	44.164
2010**	47.789

Fonte: *SEADE (s/d) e **IBGE (2011).

A expansão urbana do município se deu inicialmente nas áreas de relevos mais favoráveis e de menor declividade, respeitando as limitações do terreno. Porém, diante da rápida expansão urbana no final do século XX, as vertentes mais íngremes foram ocupadas, sendo de forma mais adensada pela população de médio e baixo poder aquisitivo (MODENESI-GAUTTIERI; HIRUMA, 2004). A ocupação das áreas mais íngremes e com características geotécnicas desfavoráveis são responsáveis pela maior parte dos desastres de deslizamentos no município (MENDES et al., 2018). Quando a população de baixa renda vive nessas áreas, em moradias de baixo padrão construtivo, torna-se mais vulnerável aos processos de deslizamentos.

Por ser uma cidade turística, há uma população flutuante, com grande crescimento populacional, principalmente durante a estação de inverno. Todo esse incremento populacional ocorreu sem planejamento e política habitacional suficiente, resultando na ocupação precária, adensada e suscetíveis a deslizamentos (Figura 3.2).

Figura 3.2 – Fotografia do bairro Vila Albertina, localizada em Campos do Jordão.



Imagem da Vila Albertina, região com padrão de ocupação precária em área de alta declividade.

Fonte: Produção do autor.

A combinação de ocupação precária em terrenos com alta declividade compreende fator predisponente para a ocorrência de deslizamentos. A baixa infraestrutura urbana, como a deficiência dos sistemas de drenagem pluvial associado à ausência de pavimentação e sarjetas, resulta na aceleração de processos erosivos, devido à concentração de água, elevando a suscetibilidade de instabilização das encostas (GOMES et al., 2013; IPT, 2002a). Não é raro que em áreas com tais características haja vazamento em tubulação, a Figura 3.3 apresenta instalação precária de

tubulação, que pode favorecer a ocorrência de vazamentos, no bairro da Vila Albertina.

Figura 3.3 – Tubulação exposta em moradia na Vila Albertina.



Figura exemplificando instalação precária de tubulação, que pode favorecer a ocorrência de vazamentos.

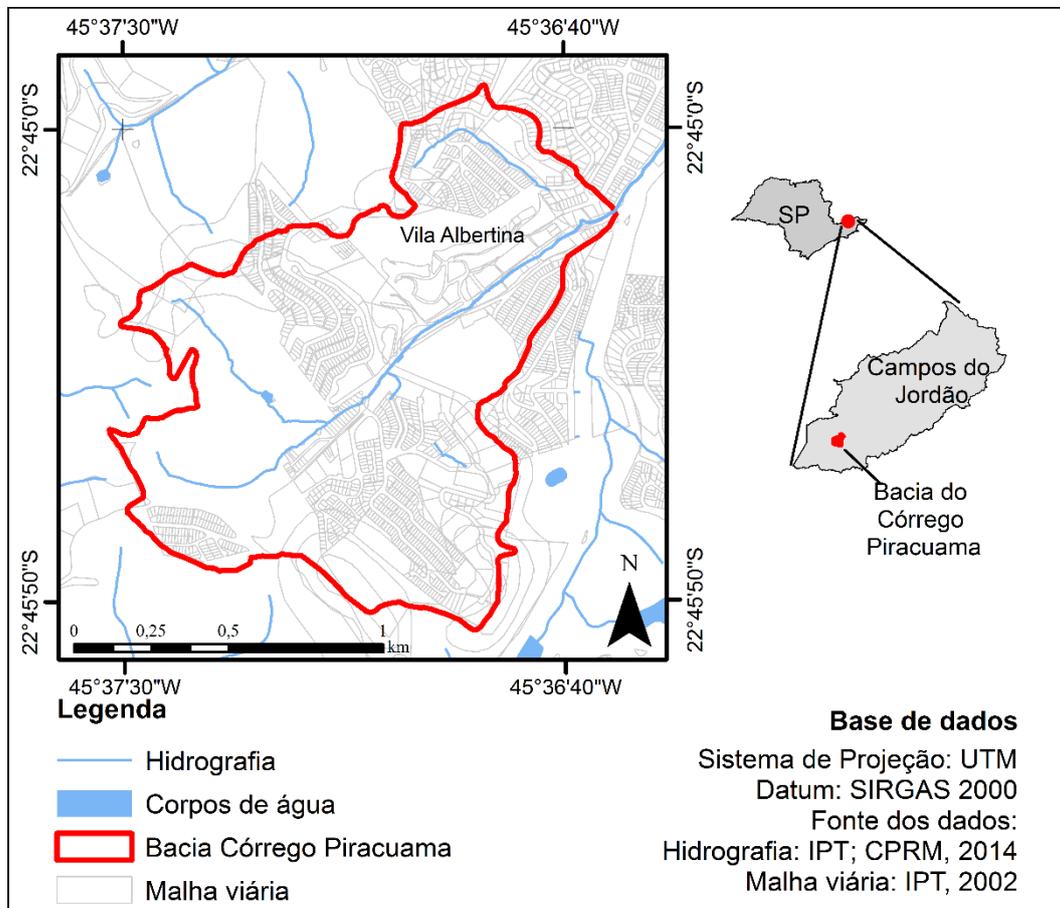
Fonte: Produção do autor.

3.1.2. Bacia do córrego Piracuama: padrão de ocupação e seus aspectos físicos

O recorte espacial para o desenvolvimento da presente pesquisa foi definido com base no histórico de ocorrência e disponibilidade de dados geotécnicos e mapeamentos de suscetibilidade e risco. Com isso, foi delimitada a bacia do córrego Piracuama com base nos dados topográficos

disponibilizados pelo IPT e CPRM (2014), a bacia localiza-se na porção sudoeste da área urbana de Campos do Jordão (Figura 3.4). Nesta bacia encontra-se a Vila Albertina, uma região que se caracteriza pelo histórico de ocorrência a mais de 40 anos.

Figura 3.4 – Localização da bacia do córrego Piracuama e da Vila Albertina.



Localização da bacia do córrego Piracuama e da Vila Albertina em Campos do Jordão – SP.

Fonte: Produção do autor.

A região da Vila Albertina foi alvo de estudo recente pelo projeto de pesquisa Desenvolvimento de Sistemas de Previsão de Enxurradas, Inundações e Movimentos de Massa em Encostas para Prevenção de Desastres Naturais, desenvolvido no Cemaden. Com a implementação do projeto, foi instalada instrumentação de monitoramento de umidade do solo e equipamentos de monitoramento de movimentação da encosta, com uso de Estação Total Robotizada. Além disto, esta área foi mapeada quanto à

suscetibilidade (IPT; CPRM, 2014) e ao risco (IG-SMA, 2014) de ocorrência de deslizamentos.

Conforme descrição de Andrade et al. (2015), o bairro se caracteriza pela ocupação precária em taludes de corte e aterro, com elevada vulnerabilidade. Há predomínio de moradias de baixo a médio padrão construtivo, em estágio de consolidação, variando de 30% a 80% da área ocupada. Os autores observaram que há porções com ocupação não consolidada na meia encosta, enquanto que as áreas da base, topo e laterais da encosta encontram-se consolidadas. As áreas de meia encosta, próximas de matas encontram-se com maior risco de deslizamentos, sendo ocupadas por casas de madeira e de baixo padrão construtivo (Figura 3.5). Nas áreas mais baixas da bacia, próximas ao córrego Piracuama, a ocupação é densa e consolidada, com edificações de médio padrão construtivo.

Figura 3.5 – Moradia com baixo padrão construtivo na Vila Albertina, em Campos do Jordão.

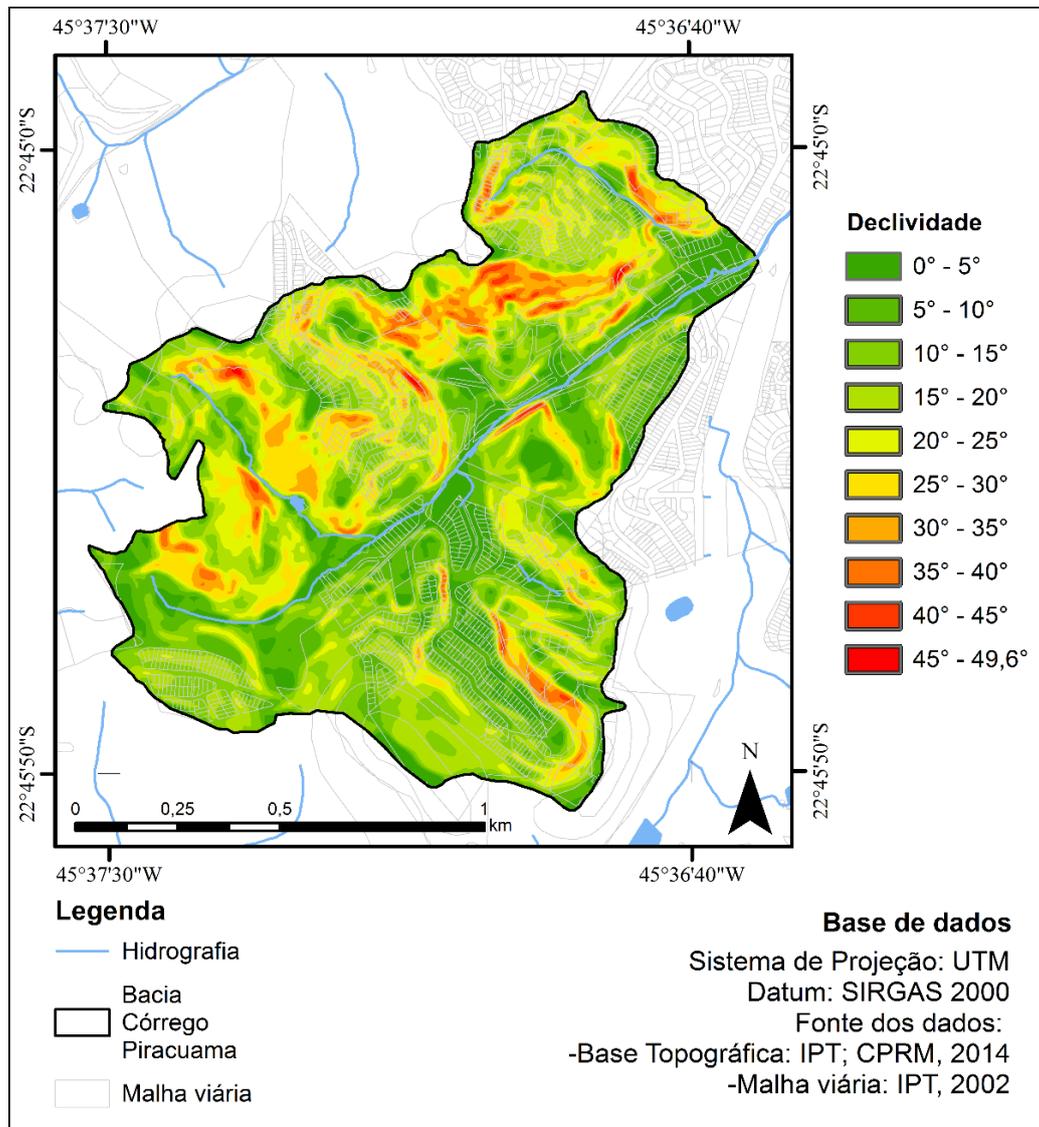


Imagem de moradia com baixo padrão construtivo, fotografia realizada em campo no bairro Vila Albertina.

Fonte: Produção do autor.

Segundo Bitar et al. (2012), estudos realizados na Região Sudeste apontam declividade superior a 30° (58% de declividade), como valor crítico em que ocorrem frequentes deslizamentos. A Figura 3.6 representa espacialmente a variação da declividade na bacia do córrego Piracuama, em que se observa trechos significativos com declividade superior a 25° concentrada a margem esquerda do córrego, onde também há ocupação.

Figura 3.6 – Mapa de declividade da bacia do córrego Piracuama.



Mapa de declividade em graus da bacia do córrego Piracuama.

Fonte: Produção do autor.

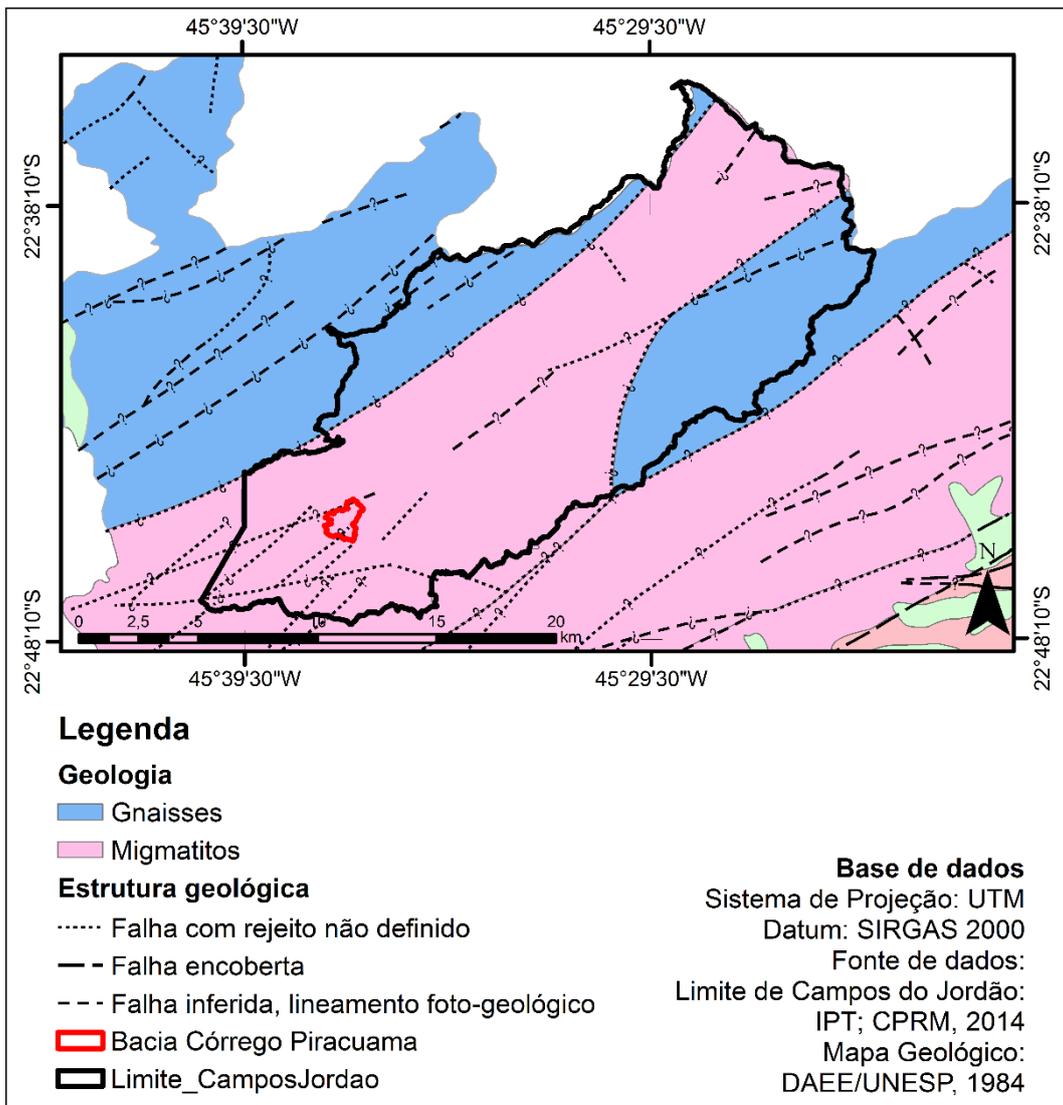
A ocupação urbana na bacia do córrego Piracuama ocorre de forma significativa em terrenos com declividades superiores a 15° e mesmo em áreas com declividades superiores a 25°, que não deveriam ser ocupadas,

uma vez que a legislação do Parcelamento do Solo Urbano não recomenda a ocupação urbana em terrenos com declividade igual ou superior a 30%, ou seja, 17° (BRASIL, 1979).

Elementos como a geologia e geomorfologia do município também são fatores predisponentes para a ocorrência de deslizamentos. A geologia da região é caracterizada pela presença de lineamentos estruturais, resultantes de ação tectônica atuante em diferentes períodos de tempo, inicialmente durante o Pré-Cambriano, resultando em foliações metamórficas das rochas e na formação de grandes zonas de cisalhamento que recortam a região leste do Estado de São Paulo como aquelas designadas de Jundiuvira, Paiol Grande e Buquira. Estas zonas de cisalhamento são feições estruturais profundas que tem o aspecto semelhante ao de lineamento estrutural e possuem direções predominantes NE-SW e ENE-WSW (Figura 3.7).

Segundo Hiruma et al. (2001) existem evidências de reativação neotectônica, ou seja, em tempos geológicos recentes formando lineamentos morfoestruturais com direções N-S e NW-SE. O município de Campos do Jordão possui uma grande diversidade litológica (tipos de rochas) sendo caracterizada pela presença predominante de gnaisses e migmatitos, intercalados a xistos, quartzitos, mármore. Todo este conjunto de rocha pertence ao Complexo Paraíba do Sul. Completando a geologia mais antiga de idade Precambriana ocorrem, ainda, granitos foliados com granulação fina a média, textura porfirítica (cristais de feldspato que se destacam em uma matriz mais fina) do se designa Fácies Cantareira (IPT, 1981b apud IPT, 2002a).

Figura 3.7 – Mapa de geológico do município de Campos do Jordão.



Mapa de geológico do estado de São Paulo, recorte da região de Campos do Jordão.

Fonte: DAEE e UNESP (1984).

Em áreas com altitude superior a 1.800 metros, na região do ribeirão Capivari, afloram rochas metamórficas (migmatitos, gnaisses bandados, gnaisses graníticos e muscovitas quartzitos) e ígneas (rochas granitóides) (MODENESI-GAUTTIERI; HIRUMA, 2004). O mapa geológico disponível para a região foi produzido pelo DAEE e UNESP (1984) para o estado de São Paulo na escala 1:250.000. Neste mapa, as diversas rochas metamórficas mencionadas acima foram reclassificadas como apenas um tipo de rocha (migmatitos) e representam a única unidade geológica cartografada para toda a área.

Os solos residuais pouco espessos (cerca de 0,5 m a 2 m) são predominantes na região com evolução pedológica que favoreceu os solos com horizonte H2 pouco desenvolvidos (Cambissolos) ou mesmo ausente (Litólicos). De uma maneira geral os solos saprolíticos (solos que ainda mantêm as características minerais e estruturais da rocha matriz) variam de 1 m a 5 m de profundidade, exceto em porções isoladas, onde sua espessura é maior (IPT, 2002a).

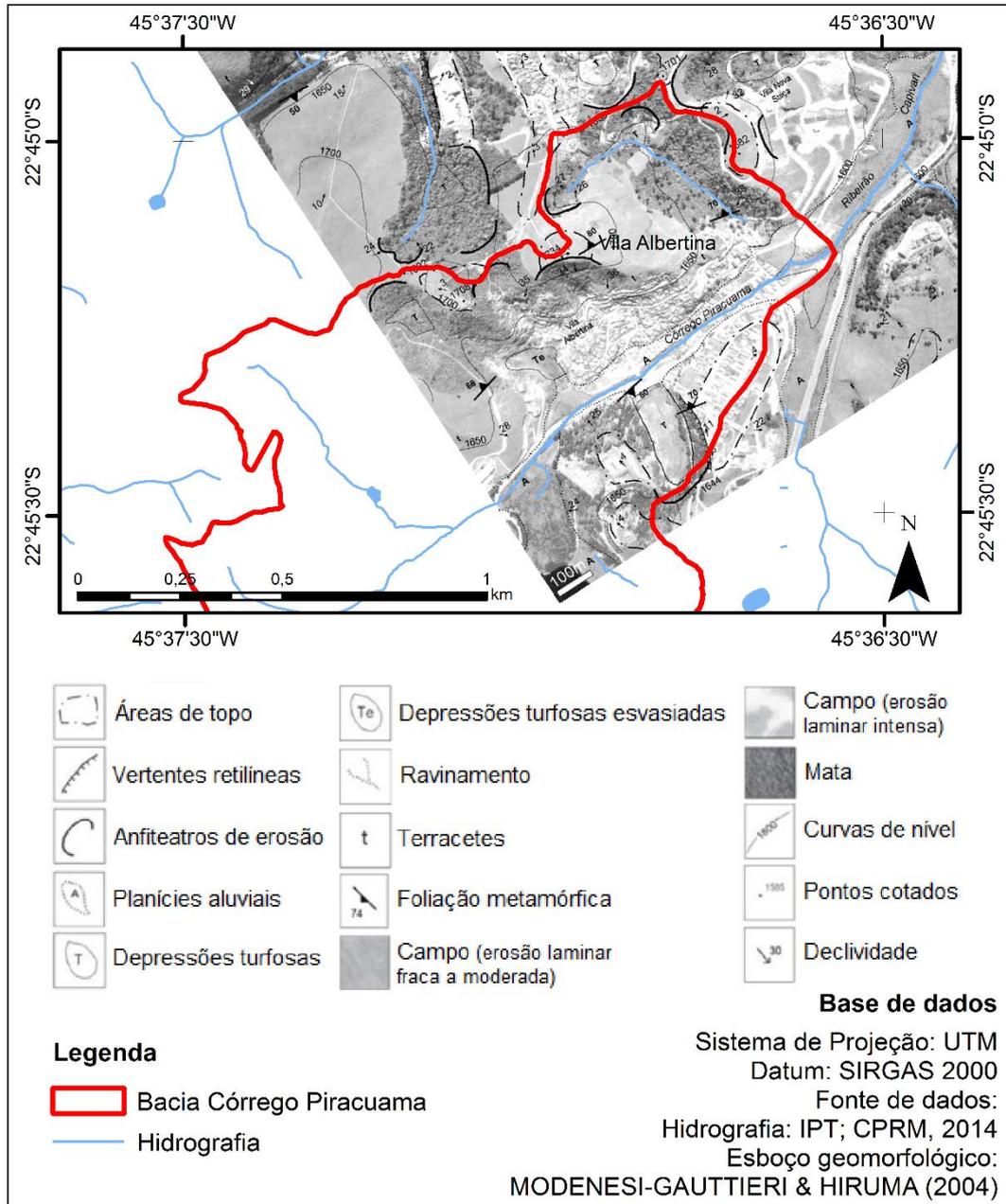
A área de estudo está situada no Planalto de Campos do Jordão, localizado na porção sudoeste do bloco principal da Serra da Mantiqueira, pertencendo à província Geomorfológica do Planalto Atlântico (HIRUMA et al., 2001; IPT, 2002b). Com altitude superior a 2.000 metros, o Planalto de Campos do Jordão é limitado por escarpas com cerca de 1.500 metros acima das colinas do médio Vale do Paraíba (MODENESI-GAUTTIERI; HIRUMA, 2004).

Portanto, na região, a evolução geomorfologia foi fortemente condicionada pelas estruturas geológicas e pela litologia. Além dos morros arredondados, ocorre a presença de anfiteatros de erosão e planícies aluvionares, depósitos de origem fluvial, com predominância de argila orgânica. Esses depósitos recentes contêm grande concentração de matéria orgânica, alta porosidade e baixo grau de permeabilidade. São bastante sensíveis a intervenção antrópica, resultando em processos de instabilização nas áreas urbanas do município (IPT, 2002b). Muitos depósitos de argila orgânica estão aterrados embasando edificações, resultando em situação de risco (ANDRADE et al., 2015).

Modenesi-Gauttieri e Hiruma (2004) realizaram a compartimentação geomorfológica da região, considerando um conjunto diversificado de parâmetros como a topografia, formas das encostas, declividade, foliações metamórficas, processos erosivos predominantes das vertentes, deslizamentos atuais e cobertura vegetal. A Figura 3.8 ilustra um recorte da compartimentação geomorfológica da porção sudoeste da área urbana de Campos do Jordão, parte da área mapeada se encontra na bacia do Córrego Piracuama. Esta região é caracterizada pela presença de

anfiteatros de erosão, depressões turfosas, foliações metamórficas, planícies aluviais, terracetes, campos com erosão laminar (fraca à intensa).

Figura 3.8 – Esboço geomorfológico da região da Vila Albertina.



Esboço geomorfológico da porção sudoeste da área urbana de Campos do Jordão, região da Vila Albertina.

Fonte: Modenesi-Gauttieri e Hiruma (2004), modificado pelo autor.

As características do meio físico, associadas ao histórico de eventos de deslizamentos que resultaram em perdas materiais e humanas justificam,

portanto, a escolha do município como estudo de caso proposto por essa pesquisa.

3.1.3. Histórico de desastres de movimentos de massa no município

Campos do Jordão apresenta histórico de desastres naturais, predominantemente de movimentos de massa e de inundações, registrados desde a década de 1970. Em agosto de 1972 houve um fluxo de lama altamente aquosa e rica em matéria orgânica, com volume aproximado de 70.000m³ de lama, alcançando 500 metros na Vila Albertina. O solo varia nessa região de 0 a 10 metros de espessura. Esse evento resultou no soterramento de 60 casas, 17 mortes e cerca de 1.000 pessoas ficaram desabrigadas (IPT, 2002a), conforme pode ser observado na Figura 3.9.

Figura 3.9 – Área soterrada por fluxo de lama na Vila Albertina.



Área soterrada por fluxo de lama na Vila Albertina em 1972.

Fonte: Amaral e Fuck (1973).

Segundo Amaral e Fuck (1973), não houve registro de chuva intensa nos seis dias que antecederam o evento, porém a argila turfosa reteve grande quantidade de água da chuva anterior aos seis dias, permanecendo por vários dias em estado quase líquido, não deslizando por estar retida por

uma camada de solo seco com gramíneas. Ainda segundo os autores, o fluxo de lama teve origem “graças à carga de um pequeno aterro, talvez auxiliada pela vibração provocada pelo trabalho do trator que transportava terra”. A sobrecarga em local com embasamento argiloso pode aumentar o “esforço cisalhante e a pressão da água intersticial”, reduzindo a resistência da massa, e quanto mais rápido for o aumento de peso, mais desestabiliza o local (ZARUBA; MENCL, 1969 apud IPT, 2002b).

Em janeiro de 1991, todo o município foi atingido por chuva forte que provocou deslizamentos generalizados. Os bairros mais atingidos foram Britador, Vila Santo Antônio e Vila Paulista Popular. Mais de 140 casas foram atingidas e 4 vítimas sofreram ferimentos de leves a graves. Os registros pluviométricos indicaram o acumulado de mais de 200 mm de chuva contínua em 3 dias (IPT, 2002a).

O desastre que ocorreu em janeiro de 2000 foi deflagrado por precipitação intensa de abrangência regional e causou movimentos de massa e inundações, resultando em sérios danos materiais e perdas humanas tanto em Campos do Jordão, como em outros municípios na região, entre os estados de São Paulo e Minas Gerais (IPT, 2002a). Conforme descrito por Mendes et al. (2018), foi registrada intensa precipitação em Campos do Jordão entre os dias 31 de dezembro de 1999 e 05 de janeiro de 2000, ultrapassando 510 mm em 6 dias (Tabela 2.4).

Tabela 2.4 - Acumulado de precipitação diária entre 31 de dezembro de 1999 e 05 de janeiro de 2000.

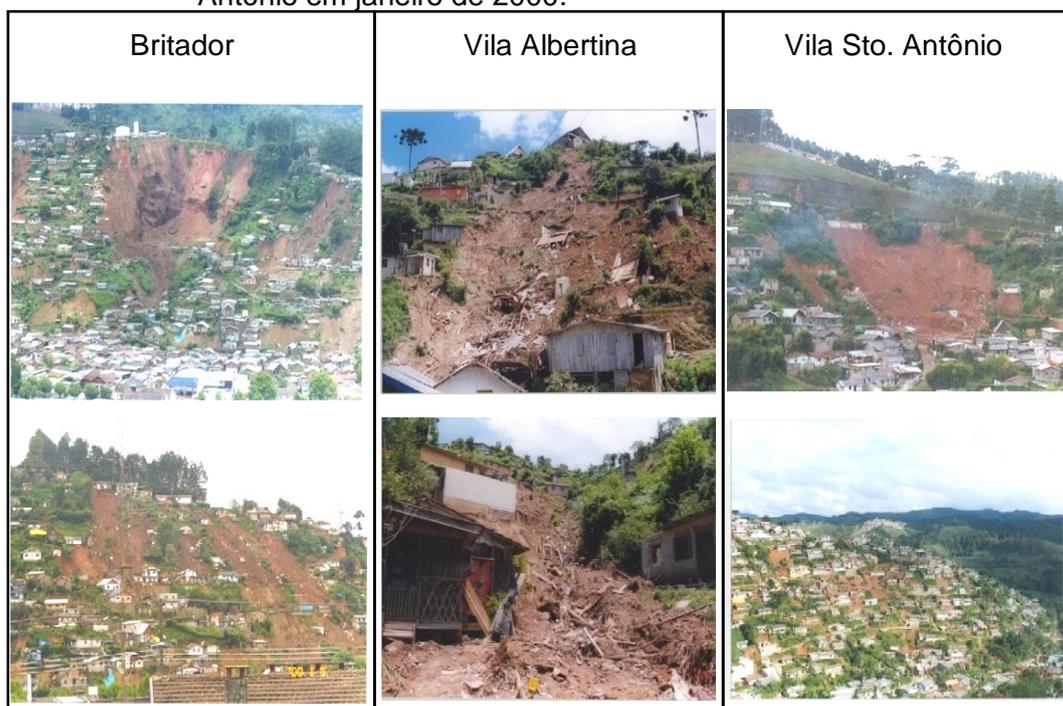
Datas	31/12/99	01/01/00	02/01/00	03/01/00	04/01/00	05/01/00	TOTAL
Acumulado de precipitação em 24 horas	78,5 mm	101mm	120mm	60mm	144,5mm	10,5mm	514,5mm

Fonte: Mendes et al. (2018).

Segundo Ide e Macedo (2004) houve atuação de Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS entre os dias 01 e 08 de janeiro, causando 11 mortes, deixando 103 feridos, 1.629 desabrigados, provocando interdição de mais de 1.000 imóveis, além de bloqueios de estradas e corte de água e de luz (KITA, 2005).

Foram cerca de 10 dias de chuva, sendo os últimos 5 dias com chuva intensa, resultando em sucessivos movimentos de massa de diferentes proporções. Ocorreram deslizamentos induzidos, mobilizando pequenos volumes de solo, de forma generalizada no município. Porém, houve ainda, deslizamentos de grande proporção que resultaram na configuração de fluxo de detritos com alta velocidade e energia de transporte, destruindo grande quantidade de casas. Os bairros mais atingidos foram Britador, Vila Albertina, Vila Santo Antônio (Figura 3.10), Vila Nadir, Vila Sodipe e Vila Paulista Popular (IPT, 2002a).

Figura 3.10 – Deslizamentos nos Bairros Britador, Vila Albertina e Vila Santo Antônio em janeiro de 2000.



Composição de fotografias dos deslizamentos nos bairros Britador, Vila Albertina e Vila Santo Antônio em janeiro de 2000, no município de Campos do Jordão.

Fonte: IPT (2002a).

3.1.4. Ações de prevenção a desastres em Campos do Jordão

Após o desastre de 2000 em Campos do Jordão foram elaborados documentos técnicos, e planos de redução de risco e de contingência para o município. O Relatório Técnico elaborado pelo IPT (2002b), composto por 5 volumes, resultou na elaboração de produtos cartográficos como a Carta

de Risco de Escorregamentos da Área Urbana com quatro áreas de risco, setorizadas e classificadas em quatro graus de risco (baixo, moderado, alto e muito alto). O relatório do IPT produziu ainda mapas de declividade e de compartimentação morfológica. Paralelamente foram elaborados planos de ação, incluindo atividades de planejamento urbano, habitação, defesa civil e obras.

Entre os anos de 2005 e 2006 foi elaborado o Plano Municipal de Redução de Riscos – PMRR (MINITÉRIO DAS CIDADES et al., 2006), que buscou unir todos os estudos técnicos e de administração pública aplicados em Campos do Jordão, visando reduzir e controlar as situações de risco de movimentos de massa. Foram realizados mapeamento e setorização de risco, dentre eles, Carta de Risco de Escorregamento da Zona Urbana de Campos do Jordão, Mapa do Uso e Ocupação da Área Urbana, Mapa de Declividade e Carta de Risco de escorregamentos condicionadas pela presença de argilas orgânicas. Quatro regiões foram setorizadas, com indicação de quatro classes de risco (baixo, moderado, alto e muito alto), além de terem sido efetuadas recomendações individuais para cada setor. Após a elaboração do PMRR, foi efetuado o PPDC (MINITÉRIO DAS CIDADES et al., 2006).

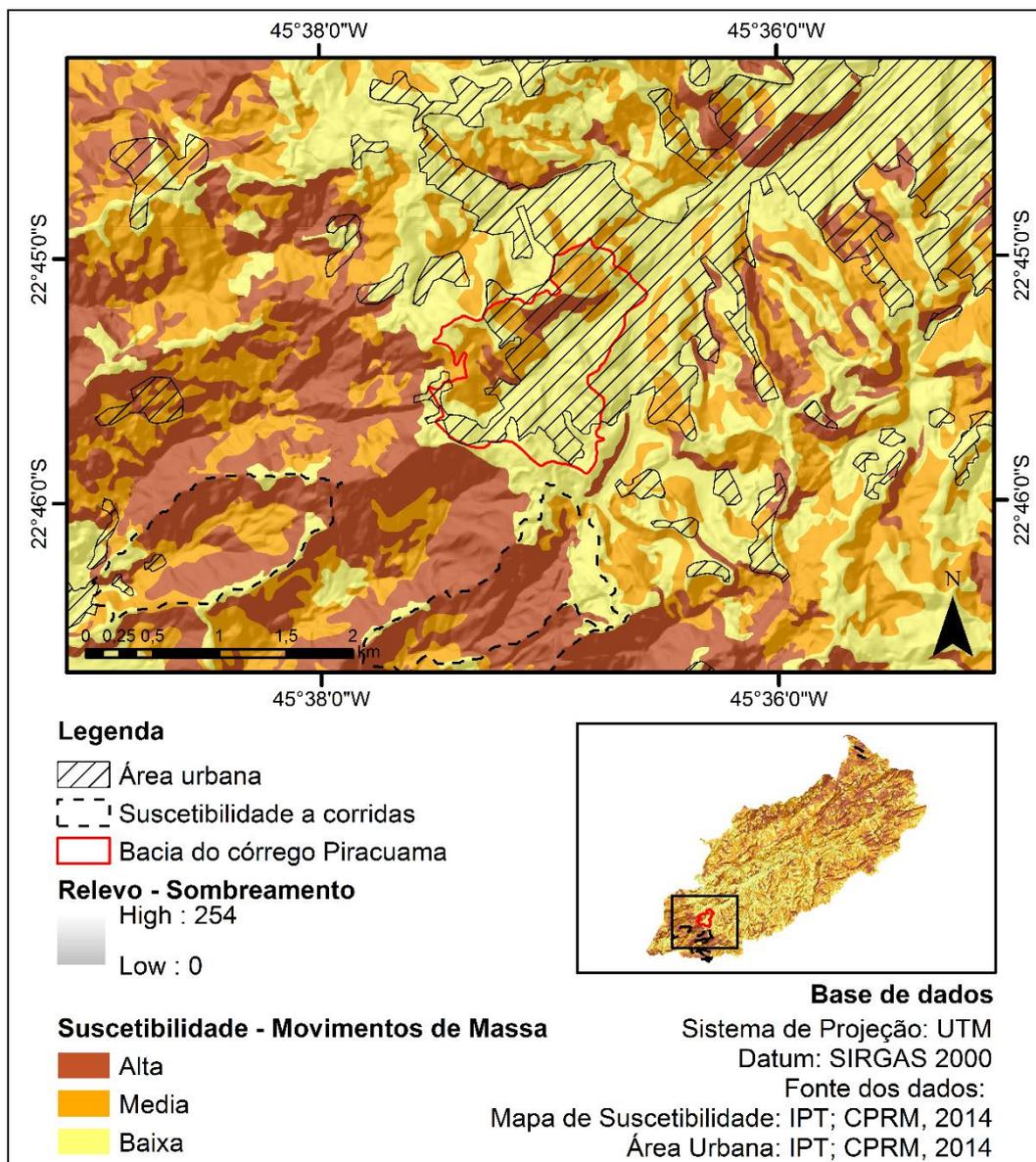
O PPDC tem o objetivo de prover a Defesa Civil Municipal instrumentos de ação, visando reduzir perdas humanas e materiais, na ocorrência de movimentos de massa. O PPDC compõe quatro níveis, com indicação das ações necessárias: observação – acompanhamento dos índices pluviométricos; atenção – vistoria de campo nas áreas anteriormente identificadas; alerta – remoção preventiva da população das áreas de risco iminente indicadas pelas vistorias; e alerta máximo – remoção de toda a população que habita em áreas de risco (MACEDO et al., 2004).

Devido ao seu histórico de desastres, Campos do Jordão foi um dos 366 municípios contemplados para realização de mapeamento de suscetibilidade de movimentos de massa e inundação realizado em uma parceria entre o Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT e o Serviço Geológico do Brasil – CPRM (CPRM, 2017). Essa parceria segue as

diretrizes estabelecidas pela Política Nacional de Proteção e Defesa Civil (BRASIL, 2012a), para realizar mapeamento de suscetibilidade para centenas de municípios incluídos no cadastro nacional. O mapeamento, que gerou a Carta de Suscetibilidade a Movimentos Gravitacionais de Massa e Inundações na escala de 1:25.000, segue o objetivo de evitar ou reduzir a ocorrência de desastres naturais, sendo compreendida como uma das ferramentas de prevenção a desastres naturais. A identificação de áreas suscetíveis à ocorrência de processos de movimentos de massa possibilita embasar o ordenamento territorial e o desenvolvimento urbano (IPT; CPRM, 2014).

O mapeamento de suscetibilidade foi realizado para toda a área do município de Campos do Jordão e destaca as áreas urbanizadas, ou seja, indica as áreas que combinam elevada suscetibilidade e ocupação urbana (Figura 3.11). A suscetibilidade é analisada por meio dos fatores predisponentes intrínsecos à natureza dos terrenos. Os fatores que foram considerados para a elaboração do mapeamento são relacionados à geologia, geomorfologia, pedologia e hidrologia. Com isso, foram identificadas as áreas com características favoráveis à ocorrência dos processos de movimentos de massa. Cabe destacar que o mapeamento de suscetibilidade realizado pelo IPT e CPRM (2014) contemplou os seguintes tipos de processos de movimentos de massa: deslizamentos; rastejos; quedas, tombamento, deslocamentos e rolamentos de rochas; bem como corridas de massa (IPT; CPRM, 2014).

Figura 3.11 – Carta de Suscetibilidade Campos do Jordão – SP.



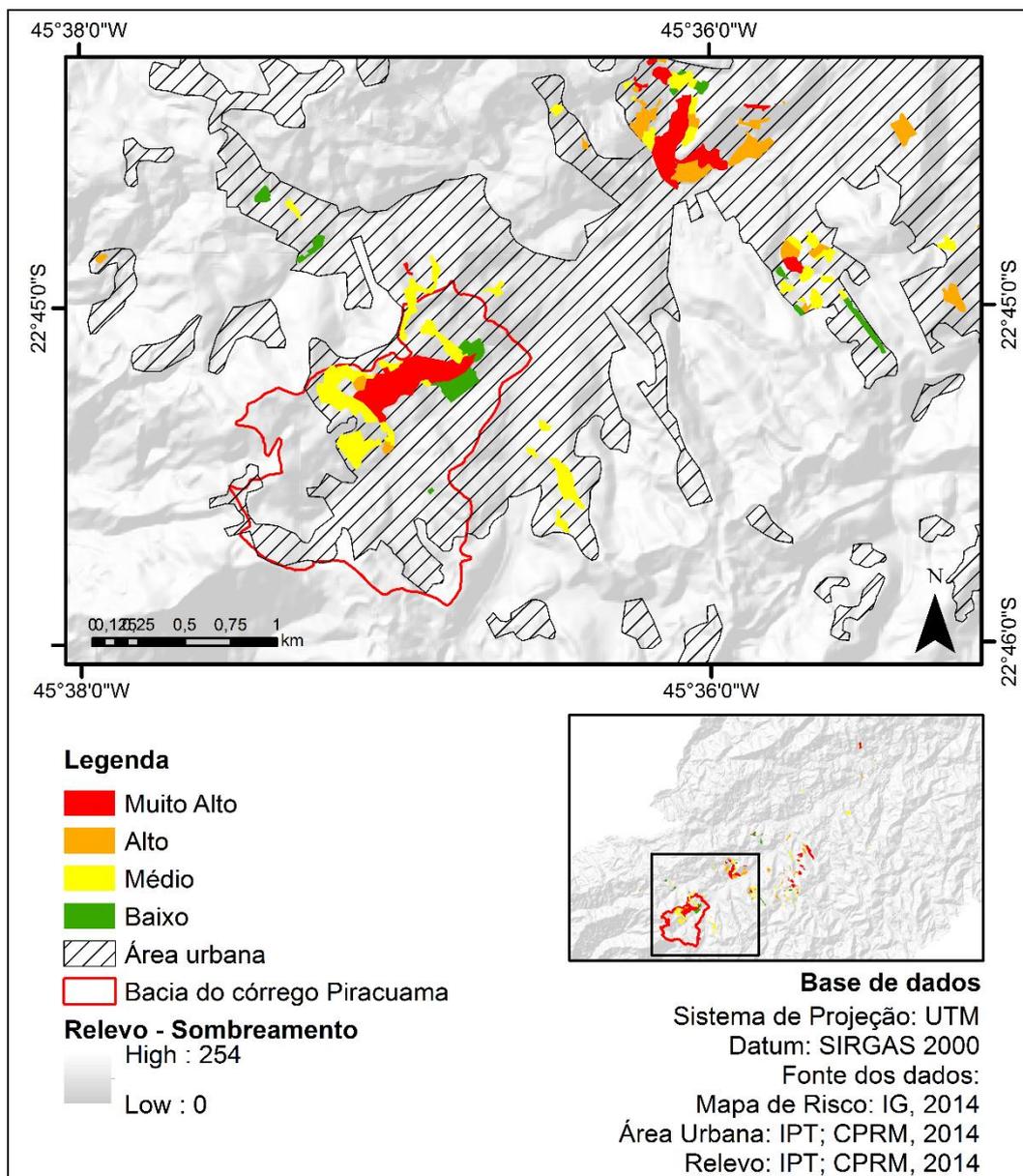
Carta de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa e inundações do município de Campos do Jordão - SP.

Fonte: IPT e CPRM (2014), modificado pelo autor.

Além do mapeamento de suscetibilidade realizado pelo IPT e CPRM, o Instituto Geológico - IG fez um mapeamento de risco na área urbana do município, em 2014. O objetivo deste mapeamento é de subsidiar as Defesas Cíveis Municipal e Estadual na identificação e gerenciamento de perigos e risco de desastres naturais como: movimentos de massa, inundação, erosão e solapamento de margens.

O mapeamento de risco identificou 40 áreas subdivididas em 175 setores de risco, nas quais estão instaladas cerca de mil moradias (Figura 3.12). Os setores de risco muito alto mapeadas pelo Instituto Geológico em todo o município são caracterizados pela elevada declividade (30° a 40°), pela concentração de linhas de drenagem em anfiteatros e talwegues de alta declividade além da ausência de infraestrutura urbana (pavimentação da via associada a um sistema de drenagem, água e esgoto, entre outros).

Figura 3.12 – Áreas de risco de Campos do Jordão – SP.



Mapa das áreas de risco do município de Campos do Jordão - SP.

Fonte: IG e SMA (2014), modificado pelo autor.

Conforme o mapeamento do IG-SMA (2014) e Andrade et al. (2015), a área de risco de deslizamentos que inclui a Vila Albertina é a mais extensa do município, com aproximadamente 180.000 m². Esta área foi subdividida em 9 setores de risco de deslizamentos, sendo que o maior setor corresponde a 56% desta área e é um setor com grau de risco muito alto, concentrando 706 moradias. A Figura 3.13 ilustra os setores de risco de deslizamentos com a numeração (S1 a S9) em cada polígono, com as cores referentes

aos graus de risco correspondentes. Os demais polígonos dentro da área de risco (sem numeração) se referem aos setores de risco de inundação.

Figura 3.13 – Área de risco da Vila Albertina.



Área de risco da Vila Albertina subdividida em 9 setores de risco de deslizamentos em quatro classes de risco (baixo, médio, alto e muito alto).

Fonte: IG-SMA (2014), modificado pelo autor.

Nesta região foram identificados riscos dos seguintes processos: rastejo, deslizamento planar raso, queda e rolamento de blocos, bem como fluxo de detritos, conforme Tabela 3.1. Há cerca de 350 residências expostas ao risco muito alto de deslizamentos, somando uma população de cerca de 1.400 pessoas. Nos setores identificados como risco médio e risco alto somam um total de 175 moradias expostas e estima-se que 700 pessoas estejam expostas ao risco. Os setores de risco baixo somam 181 residências e 724 pessoas expostas (IG-SMA, 2014).

Tabela 3.1 – Descrição dos setores de risco mapeados na Vila Albertina, segundo os graus de risco.

Grau de risco	Processo de instabilização esperado	Local de ocorrência	Características do setor	Pessoas expostas (estimativa)
Muito alto	Rastejo; Deslizamento planar raso; Queda e rolamento de blocos; Fluxo de detritos ao longo de linhas de drenagem, com presença de blocos rochosos.	Taludes naturais, de corte e de aterro.	Histórico de eventos muito graves em 1972 e 2000; Recorrência anual de forma pontual; Declividade muito elevada (30° a 40°); Concentração de linhas de drenagem em anfiteatros e talvegues de alta declividade; Ocupação precária e elevada vulnerabilidade; Ausência de infraestrutura nas encostas ocupadas.	350 moradias 1.400 pessoas
Alto	Deslizamento planar raso;	Taludes de corte e de aterro.	Morfologia da encosta na lateral do anfiteatro; Alta declividade 32°; Taludes de corte com até 7 m de altura; Há seis patamares de aterro no setor.	27 moradias 108 pessoas
Médio	Deslizamento planar raso; Rastejo.	Taludes de corte e de aterro.	Declividade entre 18 e 30°; Taludes de corte com altura de até 4 m; É possível área de atingimento caso ocorra deslizamento no setor de risco muito alto; Até 4 patamares de corte-aterro; Grande proximidade das moradias às bases dos taludes de corte; Presença de cicatriz de escorregamento anterior. Alta declividade dos taludes de corte.	148 moradias 592 pessoas
Baixo	Deslizamento planar raso.	Taludes de corte.	Altura dos taludes de corte de até 4 m e declividade de até 23°; Há presença de sistema de drenagem urbana e bom padrão construtivo	181 moradias 724 pessoas

Fonte: Adaptado de IG-SMA (2014).

3.2. Análise de estabilidade de encosta

Para aplicação da modelagem matemática na área de estudo, optou-se por fazer em duas etapas. Primeiro foi aplicado o modelo SHALSTAB na bacia do córrego Piracuama, visando compreender quais são as áreas mais instáveis na bacia. Identificadas estas áreas, foram definidas seções

transversais para aplicação do modelo GEO-SLOPE. Esta análise, permitiu inserir os dados de precipitação que ocorreu em Campos do Jordão em janeiro de 2013, causando deslizamentos. A aplicação de cada metodologia está descrita nos subitens a seguir.

3.2.1. Bacia do córrego Piracuama: aplicação do SHALSTAB

Para a elaboração da presente etapa, verificou-se a base de dados necessária e disponível, conforme Tabela 3.2. Com isso foram utilizados dados espaciais e georreferenciados disponibilizados pela IPT e CPRM (2014), incluindo dados topográficos e hidrográficos, bem como o próprio mapeamento de suscetibilidade, produto final da publicação. Os dados estão disponíveis gratuitamente no portal do Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2017).

Tabela 3.2 – Base de dados para elaboração de estudos de estabilidade de encosta na bacia do córrego Piracuama – Campos do Jordão – SP.

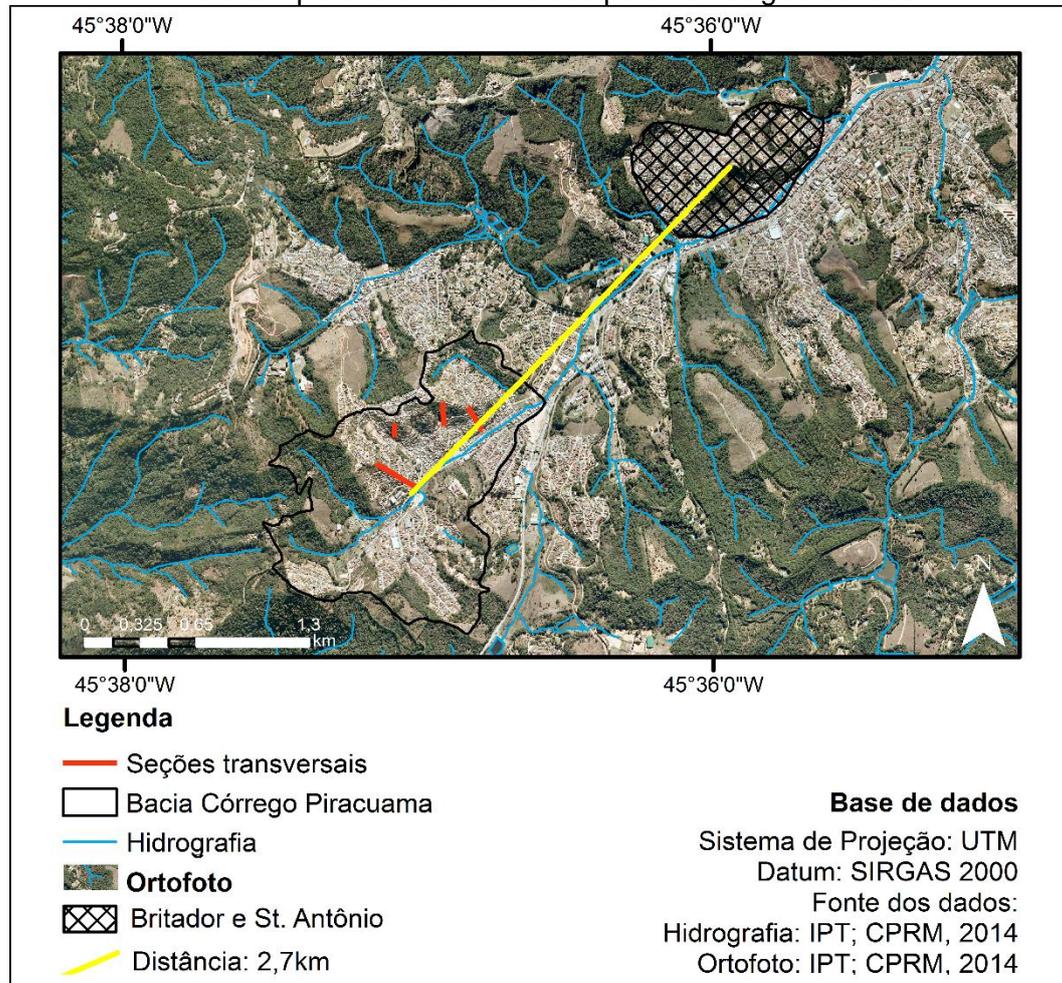
Tema	Base de dados	Fonte	Escala
Base cartográfica	Topografia	IPT e CPRM (2014)	1:10.000
	Hidrografia	IPT e CPRM (2014)	1:25.000
Parâmetros geotécnicos	Ângulo de atrito	Ahrendt (2005)	-
	Peso específico	Ahrendt (2005)	
	Coesão do solo	Ahrendt (2005)	
Mapeamentos	Suscetibilidade	IPT e CPRM (2014)	1:25.000
	Risco	IG-SMA (2014)	1:3.000
Dados de ocorrência	Localização de pontos de deslizamentos	Mendes e Valério Filho (2015)	-

Fonte: organização do autor.

Os parâmetros geotécnicos utilizados nas análises do SHALSTAB foram: ângulo de atrito; peso específico; e coesão do solo. No momento em que esta análise foi realizada, ainda não haviam dados de campo e laboratório disponíveis pelo Projeto Desenvolvimento de Sistemas de Previsão de Enxurras, Inundações e Movimentos de Massa em Encostas para Prevenção de Desastres Naturais (MENDES et al, 2018), na região da Vila Albertina. Portanto, optou-se por utilizar os dados publicados por Ahrendt (2005), que realizou ensaios de cisalhamento direto em amostras coletadas em bairros vizinhos (Santo Antônio e Britador). Estes bairros se localizam

a aproximadamente 2 km de distância da bacia estudada em Campos do Jordão (Figura 3.14).

Figura 3.14 – Distância entre a área de estudo e a área onde foram feitas coletas de campo e levantamento dos parâmetros geotécnicos.



Distância entre os bairros do Britador e Santo Antônio com a bacia do córrego Piracuama.

Fonte: Ahrendt (2005), modificado pelo autor.

Ao final da análise, os resultados com escala aproximada de 1:10.000 foram comparados com os mapeamentos de suscetibilidade, na escala de 1:25.000 (IPT; CPRM, 2014) e risco, na escala de 1:2.000 (IG-SMA, 2014), bem como com a localização dos pontos de deslizamento ocorridos em janeiro de 2013 (MENDES; VALÉRIO FILHO, 2015). Entende-se que é um desafio realizar a comparação entre produtos de diferentes escalas, porém, mesmo considerando as fragilidades de tal comparação, entende-se que,

diante da baixa quantidade de dados disponíveis, é possível realizar tal comparação, levando em conta tal fragilidade.

A escolha do modelo SHALSTAB para a primeira etapa de análise se deu devido à base de dados disponível no início da pesquisa, bem como à adequação da escala proposta. Esse método é aplicado em ambiente computacional e tem a vantagem de fazer integração com a base cartográfica, por meio de Sistema de Informação Geográfica (SIG), viabilizando a realização de análise espacial, com base em dados topográficos e geológico-geotécnicos (AHRENDT, 2005). O modelo funciona por meio de uma extensão de domínio público compatível com a versão ArcView® 3.2, uma versão antiga do programa.

Os dados topográficos utilizados têm escala 1:10.000, com curvas de nível equidistantes em 5 metros (IPT; CPRM, 2014). A base topográfica permitiu a realização da delimitação da bacia do córrego Piracuama e posterior recorte das curvas de nível por meio do programa ArcGIS®, da ESRI. A base hidrográfica utilizada está em escala 1:25.000, proveniente da base de dados do IPT e CPRM (2014).

Posteriormente, foi gerado o TIN (*triangular irregular network*) a partir das curvas de nível e hidrografia. O TIN foi convertido em uma grade regular com resolução espacial de 4 metros, gerando o MDT (Modelo Digital de Terreno) para a área de estudo. Na sequência, fez-se a verificação e remoção de depressões espúrias (*sink*), para então identificar as áreas de contribuição, caracterizar as formas das encostas e produzir o mapa de declividade. Com a geração desses produtos, foi possível aplicar o modelo SHALSTAB e gerar cenários de estabilidade de encosta. A ferramenta utilizada para gerar os cenários foi o SHALSTABco, que determina a razão entre a chuva e a transmissividade com base na relação entre a profundidade do solo e sua coesão.

Foram gerados três cenários, com variação da profundidade, coesão e ângulo de atrito interno do solo, conforme a Tabela 3.3. Os dados do perfil

de solo foram extraídos de Mendes e Valério Filho (2015) e os dados de coesão e ângulo de atrito foram obtidos de Ahrendt (2005).

Tabela 3.3 - Parâmetros geotécnicos utilizados nos cenários de suscetibilidade a deslizamento planar por meio do modelo SHALSTAB.

Cenário	Profundidade* (m)	Coesão** (kPa)	Ângulo de atrito** (°)
1	0,5	1,0	30
2	1,0	1,0	30
3	1,5	2,0	33

Fonte: *Mendes e Valério Filho (2015) e **Ahrendt (2005).

Após a geração dos três cenários de suscetibilidade por meio do SHALSTAB, seus resultados foram comparados com o mapeamento de suscetibilidade (IPT; CPRM, 2014) e com o mapeamento de risco (IG-SMA, 2014). Como última etapa, observou-se a localização dos registros de deslizamentos ocorridos em janeiro de 2013 (MENDES; VALÉRIO FILHO, 2015) e distribuição espacial das áreas que apresentaram maior instabilidade, visando validar os resultados.

Em relação à comparação entre os resultados obtidos do mapeamento de estabilidade de encosta para os cenários 1, 2 e 3 (SHALSTAB) com o mapeamento de suscetibilidade (IPT; CPRM, 2014), esta análise foi realizada para a área total da bacia do córrego Piracuama (156 ha). Observou-se a correspondência entre cada classe de estabilidade geradas pelo modelo com as classes de suscetibilidade.

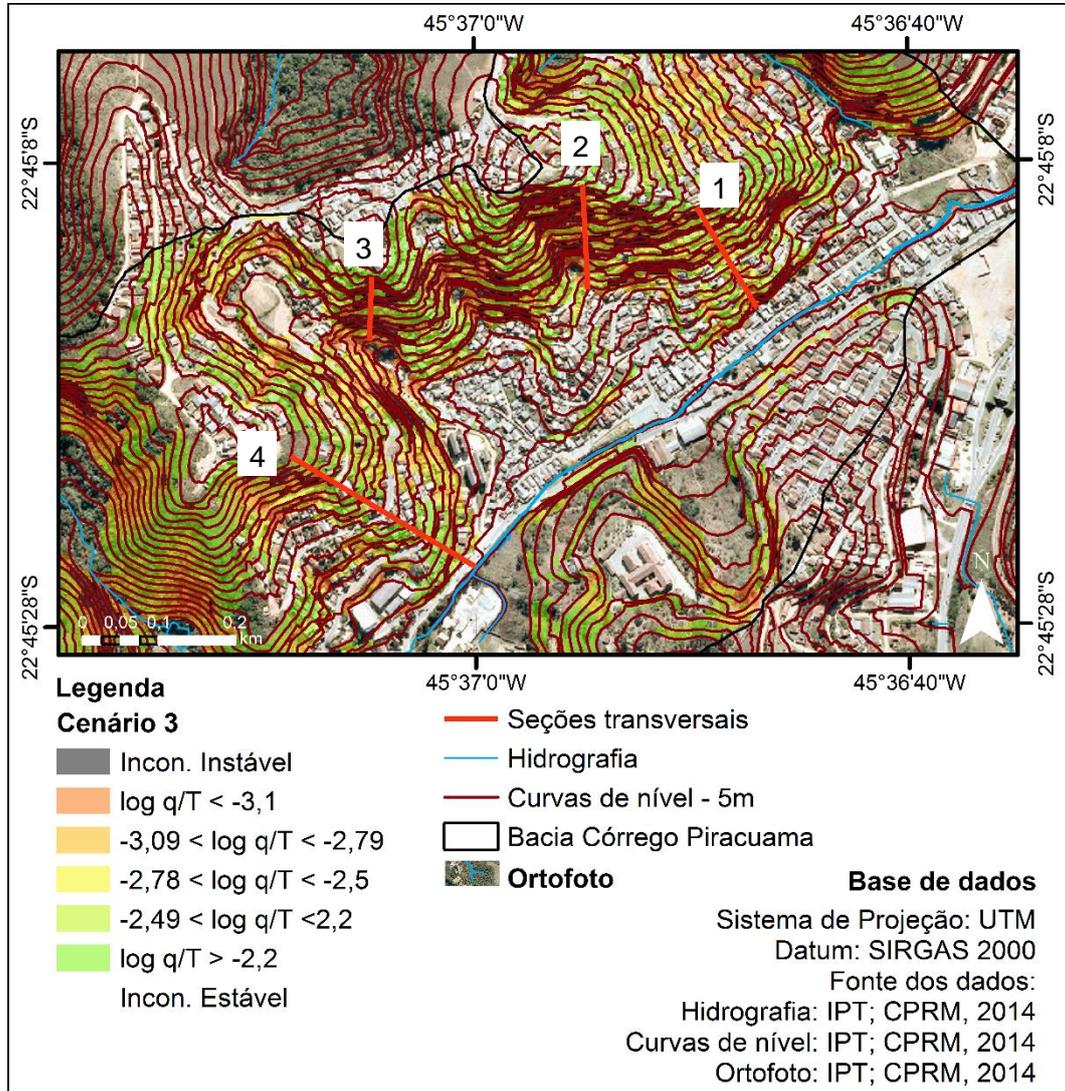
A comparação do mapeamento de estabilidade em seus três cenários com o mapeamento de risco (IG-SMA, 2014) foi realizada com base apenas nos polígonos das áreas de risco. Isso foi realizado para que o resultado não fosse negligenciado, dando maior ênfase às áreas previamente mapeadas. Posteriormente, verificou-se a correspondência entre as áreas das classes de estabilidade e das classes de risco. Ao final, foram analisadas as porcentagens de área correspondentes às classes de estabilidade e risco.

3.2.2. Seções transversais: aplicação do GEO-SLOPE

A aplicação do modelo SHALSTAB possibilitou indicar as encostas mais instáveis na bacia do córrego Piracuama. Dando sequência ao estudo da

estabilidade das encostas na região, foram definidas 4 seções transversais nas áreas de maior instabilidade, com base no cenário de risco 3, produto da etapa anterior (Figura 3.15).

Figura 3.15 – Localização das seções transversais na bacia do córrego Piracuama.



Localização das seções transversais na bacia do córrego Piracuama e dos pontos de deslizamento de janeiro de 2013.

Fonte: Base topográfica: IPT e CPRM (2014); cenário 3 de estabilidade de encosta: produção do autor; pontos de deslizamento de janeiro de 2013: Mendes; Valério Filho (2015). Produção do autor.

Nos próximos item, estão descritas as análises de estabilidade realizadas com base em parâmetros geotécnicos e uso do solo para identificar a chuva crítica que pode deflagrar novos eventos de deslizamentos, por meio da variação do fator de segurança.

3.2.2.1. Análise de sensibilidade

Antes de realizar as análises das seções transversais, ou seja, as análises de estabilidade de encosta e de fluxo da água no solo (módulos SLOPE/W e SEEP/W, respectivamente), optou-se por realizar a análise de sensibilidade.

A análise de sensibilidade do modelo de estabilidade de encosta tem a função de identificar quais parâmetros são mais relevantes, observando-se a contribuição de cada variável na definição do fator de segurança (BRESSANI, 2005). Para isso, optou-se por realizar associações entre os parâmetros de declividade, diferentes métodos de análise e uma variação de parâmetros geotécnicos do solo. Optou-se por variar individualmente cada parâmetro, mantendo os demais constantes para realizar uma observação pontual.

Primeiramente, foi realizada a variação da declividade, para tanto foram criados taludes hipotéticos, representando encosta natural, ou seja, sem inserção de taludes de corte e aterros, por meio do módulo SLOPE/W. A influência da declividade da encosta está relacionada à quantidade de água disponível na superfície do terreno, com possibilidade de ser infiltrada (AHRENDT, 2005). Assim, quando a declividade do terreno é maior, a água tende a escoar mais rapidamente, reduzindo a quantidade de infiltração, já nas menores declividades, o escoamento superficial é menor e há maior infiltração da água no solo. Além disto, a declividade também altera significativamente o estado de tensões atuantes sobre o maciço de solos e/ou rochas, gerando um acréscimo nas forças de cisalhamento que poderão superar a resistência do solo e ocasionar a ruptura da encosta.

Para a definição das variações de declividade tomou-se como base a pesquisa realizada por Ahrendt (2005) em Campos do Jordão. Nesse estudo, identificou-se que as ocorrências de deslizamentos ocorreram em maior frequência em declividades superiores a 25°, sendo aqueles de maior magnitude entre as declividades de 30° a 40°. Os eventos de deslizamento em áreas de declividade superior a 40° foram eventos de menor magnitude.

Entretanto, em declividades inferiores a 20° não foram observados deslizamentos.

Desse modo, buscou-se compreender a declividade da Bacia do córrego Piracuama em relação à suscetibilidade à ocorrência de deslizamentos. Observa-se que 72,1% da área urbana e 69,3% da área total da bacia correspondem às menores declividades, ou seja, que atingem em média até 20°. As áreas correspondentes às declividades entre 20° e 40° correspondem a 27,3% da área urbana da bacia e 30,1% da área total, sendo que estas áreas têm maior probabilidade de ocorrência de deslizamentos. E as áreas de maiores declividades, ou seja, acima de 40° correspondem a 0,6% da área urbana e da área total da bacia (Tabela 3.4).

Tabela 3.4 – Correlação da declividade na área da bacia do córrego Piracuama.

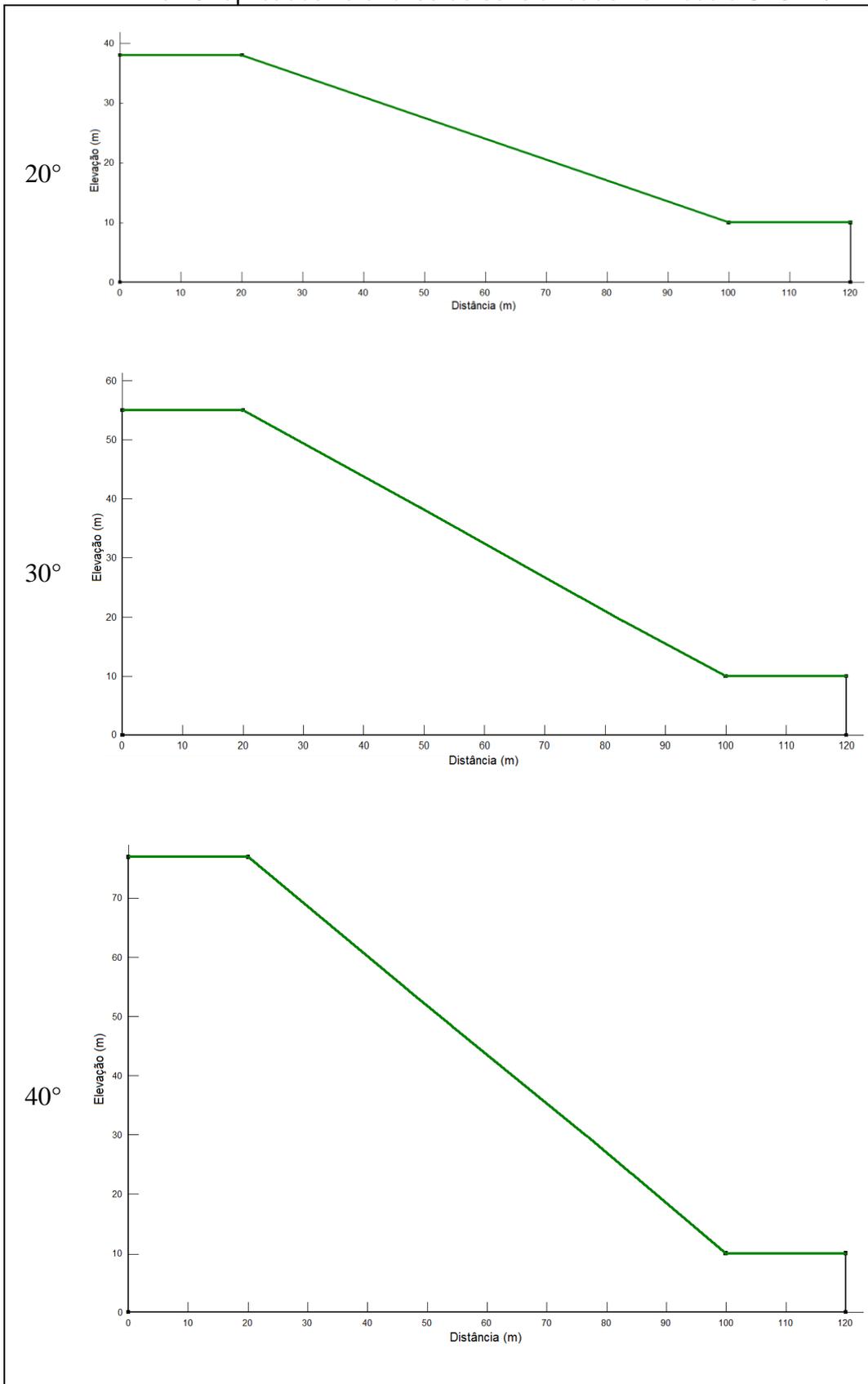
Declividade (°)	Área Urbana			Área Total		
	Área (m ²)	%	%	Área (m ²)	%	%
5°	163.150,0	14,4	72,1	196.813,5	12,5	69,3
10°	203.500,6	18,0		255.705,6	16,3	
15°	224.169,8	19,8		311.406,1	19,8	
20°	224.701,7	19,9		326.300,1	20,8	
25°	150.915,7	13,3	27,3	217.862,7	13,9	30,1
30°	87.540,2	7,7		145.140,5	9,2	
35°	47.189,6	4,2		75.077,9	4,8	
40°	23.784,8	2,1		34.347,4	2,2	
45°	5.699,2	0,5	0,6	7.447,0	0,5	0,6
>45°	911,9	0,1		1.291,8	0,1	
TOTAL	1.131.563,5	100,0	100	1.571.392,6	100,0	100

Fonte: Produção do autor.

Observa-se no mapa de declividade da Bacia do córrego Piracuama (Figura 3.6 que as áreas de menor declividade, ou seja, até 20°, são representadas em quatro tons de verde. As áreas de declividade média, indicadas por Ahrendt (2005) como as áreas com maior recorrência de eventos de deslizamentos, são representadas em dois tons de amarelo e dois tons de laranja claro. As áreas de maior declividade são representadas em tons de laranja escuro e vermelho.

Para tanto, na análise de sensibilidade foram realizados testes em declividade variável, com base no trabalho de Ahrendt (2005), que utilizou declividades limites de 20°, 30° e 40° em suas análises no município de Campos do Jordão, uma vez que há predominância de ocorrência de deslizamentos nas declividades entre 25° e 40° (Figura 3.16).

Figura 3.16 - Taludes hipotéticos de encosta natural com declividades de 20°, 30° e 40° aplicados na análise de sensibilidade no módulo SLOPE/W.



Fonte: Produção do autor.

O módulo SLOPE/W possibilita a escolha de diferentes métodos de análise de estabilidade de encosta, sendo a maior parte deles baseada na formulação geral do equilíbrio limite que resulta no fator de segurança (FS) indicativo de estabilidade de encosta para valores superiores a 1 ou se a encosta é instável, ou seja, pode haver ruptura, com valores inferiores a 1, assim, o FS é definido por:

$$FS = \frac{s}{\tau} \quad (3)$$

Sendo:

s - resistência ao cisalhamento;

τ - tensão cisalhante.

A formulação geral do equilíbrio limite baseia-se em duas equações do FS a partir da relação entre as forças de resistência ao cisalhamento entre as fatias. Uma equação trata do momento e a outra resulta no fator de segurança decorrente da força de equilíbrio horizontal (GEO-SLOPE, 2015a).

Os métodos utilizados para a análise de sensibilidade foram: Bishop, Morgenstern-Price e Spencer (BISHOP, 1955; MORGENSTERN; PRICE, 1965; SPENCER, 1967). Estes métodos foram selecionados devido ao seu grau de complexidade. O método de Bishop inicialmente foi desenvolvido para superfície de ruptura circular, mas este também pode ser aplicado em superfícies de ruptura não circulares (GEO-SLOPE, 2012). Entre os métodos selecionados este é o mais simplificado, uma vez que ele não considera o equilíbrio de forças na horizontal, nem os esforços tangenciais entre fatias. A inclinação da resultante dos esforços entre fatias, para o método de Bishop é sempre horizontal, conforme descrito na Tabela 3.5 (ABACUS, 2016).

Tabela 3.5 – Comparação entre as características de cada método.

		Bishop	Morgenstern-Price	Spencer
Equilíbrio de Forças	Vertical	Sim	Sim	Sim
	Horizontal	Não	Sim	Sim
Equilíbrio de Momento		Sim	Sim	Sim
Esforço entre Fatias	Normal (x)	Sim	Sim	Sim
	Tangente (y)	Não	Sim	Sim
Inclinação da resultante dos esforços entre fatias		Horizontal	Variável	Constante

Fonte: ABACUS (2016).

Os métodos de Spencer e de Morgenstern-Price são aplicáveis em qualquer forma de superfície de ruptura. Estes dois métodos são mais complexos e rigorosos, uma vez que ambos consideram o equilíbrio de forças tanto verticais como horizontais, e também consideram o equilíbrio de momento, bem como o esforço entre fatias, tanto na normal quanto tangencial. Estes métodos se diferenciam apenas na definição da inclinação da resultante dos esforços entre fatias, sendo esta variável para Morgenstern-Price e constante para Spencer (GEO-SLOPE, 2012; ABACUS, 2016).

Para finalizar a análise de sensibilidade, foi avaliado o comportamento do fator de segurança com base na variação de alguns parâmetros de resistência ao cisalhamento do solo. A resistência ao cisalhamento é a capacidade que o solo tem em suportar cargas e conservar sua estabilidade (CAPUTO, 1996). Esta é dada pela coesão e atrito entre as partículas, conforme a equação de Mohr-Coulomb descrita no item 2.2.1 (LABUZ; ZANG, 2012).

A coesão é dividida em dois tipos: 'coesão aparente' e 'coesão verdadeira'. A primeira é a coesão resultante da capilaridade, ou seja, da tensão superficial da água que tem movimento ascendente nos tubos capilares do solo não saturado, que forma meniscos entre as partículas. A segunda é referente às forças eletroquímicas de atração das partículas de argila. Com isso, apenas a 'coesão aparente' é utilizada, quando se refere à resistência ao cisalhamento (CAPUTO, 1996).

Em relação ao atrito, também chamado de atrito interno, é composto não apenas pelo 'atrito físico' mais também pelo 'atrito fictício' resultante do entrosamento das partículas do solo, uma vez que não há uma superfície contínua de contato, e sim infinitos contatos pontuais onde ocorre movimento e imbricamento entre as partículas do solo (CAPUTO, 1996). O ângulo de atrito interno varia diante do grau de compactação, porcentagem e tipo de argila, tamanho e forma dos grãos de areia que compõe o solo.

Os parâmetros do solo utilizados no módulo SLOPE/W foram: coesão efetiva (c'), ângulo de atrito interno efetivo (ϕ'), ângulo correspondente ao incremento da resistência ao cisalhamento com a sucção matricial (ϕ^b) e peso específico do solo. A condutividade hidráulica saturada (k_{Sat}) foi inserida posteriormente, no módulo SEEP/W, no momento em que se fez a análise com a inserção de dados observados de chuva.

Para a se fazer a análise de sensibilidade, foi realizado um levantamento bibliográfico de dados de parâmetros de resistência ao cisalhamento para três horizontes do solo (H1, H2 e H3) do solo de regiões variadas, como metropolitana, interior e litoral norte de São Paulo, Rio de Janeiro capital e região serrana, zona da mata mineira e capital gaúcha (Apêndice A). Dessa forma, foram identificados os valores mínimos e máximo e posteriormente foram calculados os valores médios para cada um dos parâmetros previamente citados e para cada horizonte do solo (Tabela 3.6).

Tabela 3.6 - Parâmetros mínimos, médios e máximos de resistência do solo por horizonte.

Propriedades do solo (unidades)	Parâmetros	c' (kPa)	ϕ' (°)	ϕ_b (°)	kSat (m/s)	Peso específico do solo (kN/m ³)
Horizontes						
H1	Mínimo	7,5	22,3	8,9	3,0E-07	14,8
	Médio	12,2	28,2	11,3	3,3E-06	
	Máximo	16,9	34,1	13,6	6,2E-06	
H2	Mínimo	9,6	19,3	7,7	1,2E-07	15,5
	Médio	13,6	27,1	10,8	8,0E-07	
	Máximo	17,7	34,9	14,0	1,5E-06	
H3	Mínimo	17,0	20,7	8,3	3,5E-07	14,8
	Médio	27,2	27,6	11,0	1,7E-06	
	Máximo	37,3	34,5	13,8	3,0E-06	

c': Coesão efetiva; ϕ' : Ângulo de atrito interno efetivo; ϕ_b : Ângulo correspondente ao incremento da resistência ao cisalhamento com a sucção matricial; kSat: Condutividade hidráulica saturada; Peso específico.

Fonte: Base de dados descrita no Apêndice A.

A análise de sensibilidade foi efetuada para os três métodos de estabilidade (Bishop, Morgenstein-Price e Spencer), primeiramente avaliando-se o efeito de variação dos valores da declividade – considerando-se os parâmetros mínimo, médio e máximo dos horizontes do solo (H1, H2 e H3).

3.2.2.2. Análise de estabilidade de encosta: estudo de caso (SLOPE/W e SEEP/W acoplados)

Para realizar a análise de sensibilidade, optou-se por utilizar encostas hipotéticas, porém para a análise de estabilidade de encosta, optou-se por utilizar dados reais de declividade das encostas nas 4 seções transversais, traçadas com base no perfil topográfico de cada seção. Para a identificação dos elementos antrópicos (os corte e aterros, edificações e arruamentos, sendo estas com e sem pavimentação), foi realizada fointerpretação por meio do ArcGis®, com uso de ortofoto de Campos do Jordão, disponibilizadas junto à base de dados do mapeamento de suscetibilidade (IPT; CPRM, 2014), bem como, foi realizada visita a campo para verificação.

Após realizar a análise de sensibilidade chegou-se ao objetivo principal do trabalho, momento em que foram aplicados os módulos SLOPE/W e SEEP/W nas quatro seções transversais que haviam sido traçadas sobre o resultado do modelo SHALSTAB. Três das seções foram traçadas em encostas em que ocorreram deslizamentos planares em janeiro de 2013.

As quatro seções transversais foram analisadas da seguinte forma:

Análise NAT: Encosta natural (com base em dados topográficos de cada seção);

Análise ANTRO: Encosta antropizada (inserção de corte e carga);

Análise ANTRO-V1: Encosta antropizada (inserção de corte e carga) + simulação de vazamento de tubulação de 1m³/dia;

Análise ANTRO-V1,5: Encosta antropizada (inserção de corte e carga) + simulação de vazamento de tubulação de 1,5m³/dia.

Foram efetuadas as análises de estabilidade por meio do modelo GEO-SLOPE na seguinte sequência: a) definição do método de análise no sistema; b) escolha dos parâmetros geotécnicos do solo por horizonte; c) inserção dos parâmetros geotécnicos nos modelos SLOPE/W e SEEP/W; d) definição das condições de contorno; e) definição do método de análise da forma da superfície de ruptura.

a) Definição do método de análise no sistema

Conforme observado na análise de sensibilidade foi selecionada a análise determinística, devido à baixa quantidade de dados obtida em campo. Pois, para se realizar análise probabilística, são necessárias dezenas de dados de amostras para gerar resultado satisfatório. O método de análise de estabilidade Morgenstern-Price é o método mais rigoroso e permite fazer análise pontual de deslizamento planar, que é o tipo de processo que ocorre com maior frequência em Campo do Jordão.

Para cada análise acoplada do SLOPE/W com SEEP/W foram criados projetos para cada encosta e cada análise de forma independente no programa GEO-SLOPE.

Foram escolhidas as unidades métricas, inseridos os eixos x e y e então foi traçado o perfil de cada seção transversal, conforme topografia real. No momento de traçar o perfil da encosta, foi realizada a divisão das regiões de cada horizonte do solo (aterro, horizontes H1, H2 e H3) conforme profundidades indicadas pela literatura, resultantes de ensaios de campo na área de estudo e bairros vizinhos (AHRENDT, 2005; MENDES et al., 2018). Foi inserida uma malha retangular e triangular, com tamanho aproximado de 0,5 metro em todo o perfil, sendo este tamanho inferior à menor espessura de solo definida para as seções (1 m).

b) Escolha dos parâmetros geotécnicos do solo por horizonte

Para a análise de sensibilidade, buscou-se compreender a sensibilidade do modelo à variação dos parâmetros geotécnicos. Entre outras análises, foram considerados dados da literatura para definição dos parâmetros mínimos, médios e máximos. Porém, para fazer a análise nas seções transversais, optou-se por utilizar dados da área de estudo e de bairros vizinhos, buscando gerar menor incerteza e representar melhor a realidade no estudo implementado em Campos do Jordão. Isso porque a base de dados que gerou os valores mínimos, médios e máximos incluiu parâmetros não apenas de Campos do Jordão, conforme citado no item 3.3.2.1.

Os parâmetros geotécnicos utilizados foram adaptados para cada horizonte de solo. Desta maneira, os dados de aterro de Ahrendt (2015) foram aplicados nos aterros das seções transversais; os dados de solo residual de Mendes et al. (2018) foram aplicados nos horizontes H1 e H2; e os dados de saprolito de Mendes et al. (2018) foram aplicados nos horizontes H3 não saturado e saturado. Os dados dos diferentes horizontes podem ser observados na Tabela 3.7. O nível da água utilizado foi estabelecido a partir de vistorias de campo e sondagens (MENDES et al., 2018).

Tabela 3.7 - Parâmetros geotécnicos utilizados nos módulos SLOPE/W e SEEP/W

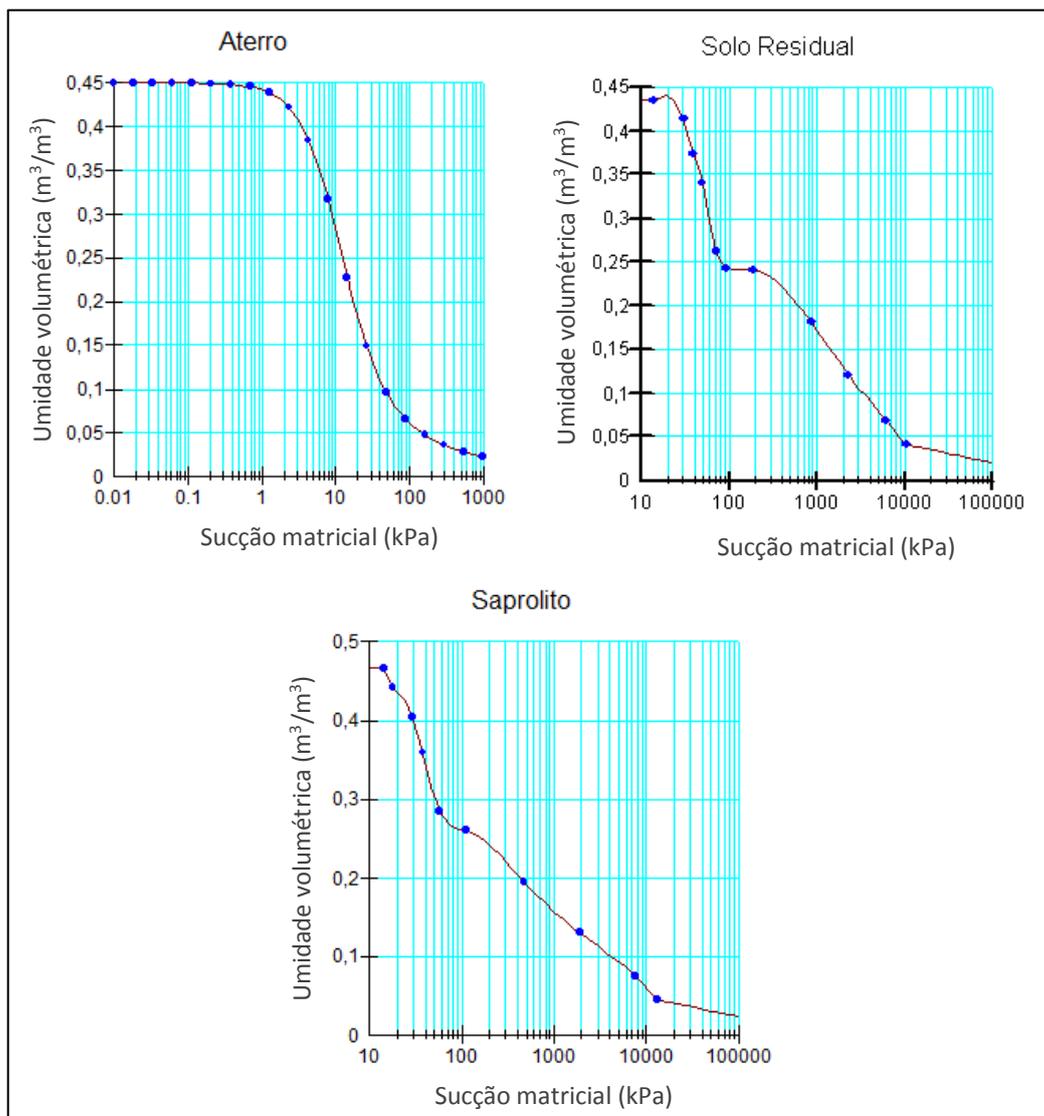
	Aterro	H1	H2	H3	H3 Sat
		Solo Residual		Saprolito	
Peso específico (kN/m³)	14,9	18,3		17,6	
Coesão (°)	9,8	37		21	
Ângulo de atrito interno (°)	28,9	56		43,1	
Sucção inicial (kPa)	27,5	26,0		33,0	
Ângulo correspondente ao incremento da resistência ao cisalhamento com a sucção matricial - ϕ^b (°)	10,8	22,4		17,24	0
Tipo de material	Silte areia	Silte areia		Argila	
Condutividade hidráulica saturada (m/dia)	11,98944	0,14688		0,14688	

Fonte: Aterro (AHRENDT, 2005); Solo Residual e Saprolito (MENDES et al., 2018).

Os dados de sucção inicial utilizados são referentes

As curvas de retenção de cada horizonte do solo estão expostas na Figura 3.17. Observa-se que as camadas de solo residual e saprolito tem maior capacidade de reter água do que o aterro (MENDES et al., 2018).

Figura 3.17 – Curvas de retenção dos horizontes do solo.



Curvas de retenção dos horizontes do solo de aterro, solo residual e saprolito.

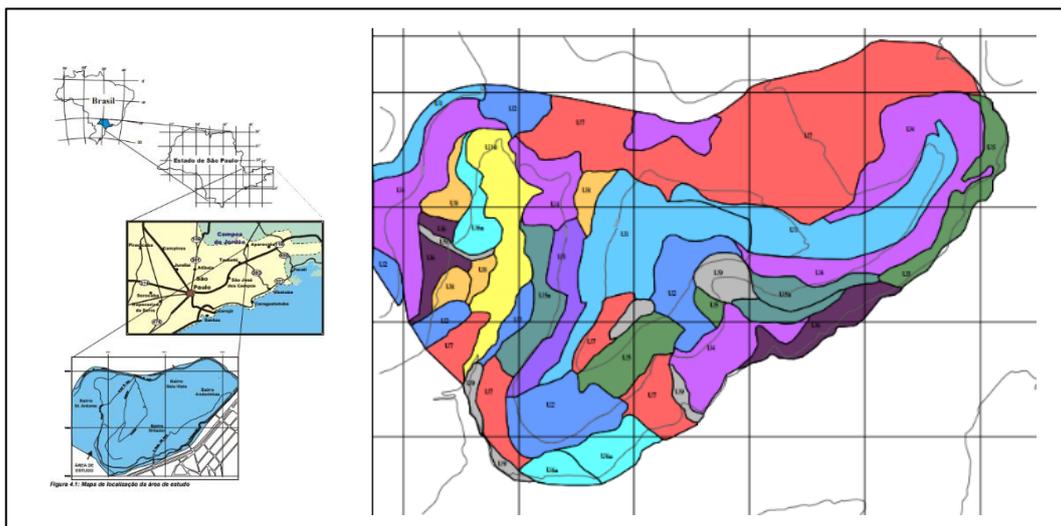
Fonte: produção do autor.

Em relação aos parâmetros geotécnicos de aterro, Ahrendt (2005) encontrou em sua análise de campo presença de aterro tanto no Bairro de Santo Antônio como no Britador (Figura 3.14). Desse modo, categorizou os aterros encontrados em dois grupos: VI-A e VII-A. O primeiro grupo caracteriza-se por ser material inconsolidado heterogêneo, encontrado no topo dos perfis, com textura silto arenosa, podendo haver pouca quantidade de argila, além de presença de seixos centimétricos e presença de raízes.

O segundo grupo possui grande heterogeneidade textural sendo composto por materiais de diferentes origens. As frações silte e areia, além de seixos,

predominam, mas ocorrem ainda detritos antropogênicos como plástico, vidro, madeira, entre outros, sendo em geral pouco compactado. Para ambos os tipos de aterro foram realizados ensaios de condutividade hidráulica. Porém, somente foram realizados ensaios em laboratório para definição de coesão e ângulo de atrito interno para as amostras VI-A, por isto a escolha destes dados para a aplicação do modelo no presente trabalho. Assim, utilizou-se o valor médio das amostras K9 U1 (E2) VI-A e K5 U3 VI-A para condutividade hidráulica e os demais dados referentes apenas à amostra K9 U1 (E2) VI-A (Figura 3.18).

Figura 3.18 – Localização das áreas de sondagem de aterro.

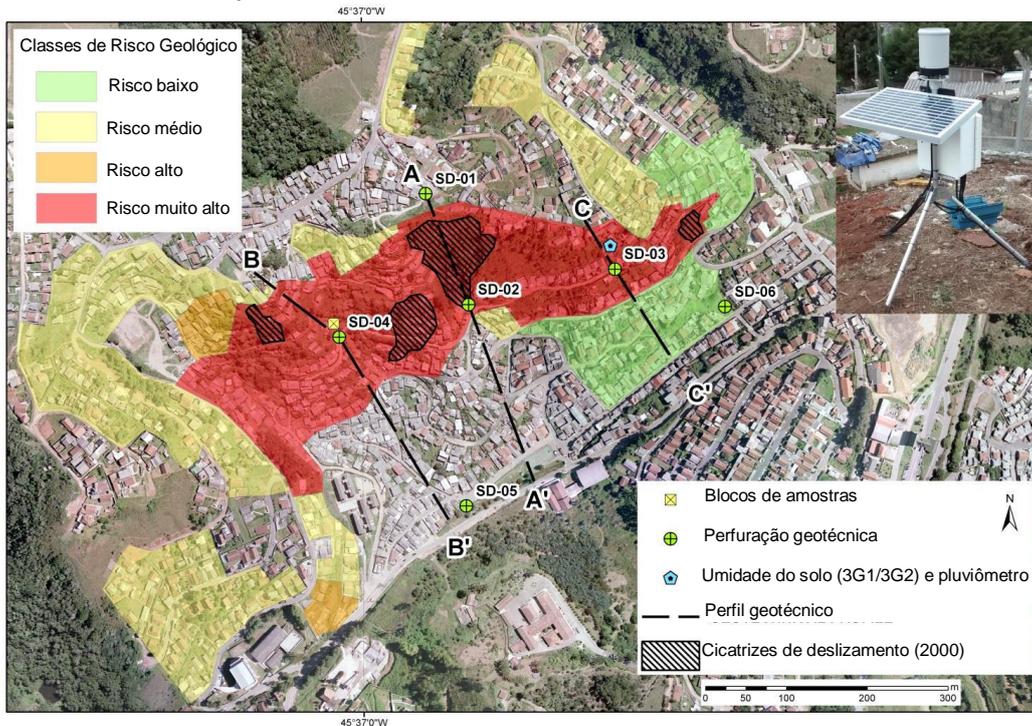


Localização das áreas de sondagem de aterro e demais materiais, nos bairros Britador e São Antônio.

Fonte: Ahrendt (2005).

Os parâmetros geotécnicos dos solos residual e saprolito foram extraídos de Mendes et al. (2018). Os autores realizaram sondagem em seis locais distintos (Figura 3.19) de onde foram extraídas 12 amostras, todas no bairro Vila Albertina. Destas amostras, uma é de solo residual e 11 de saprolito, portanto, para o presente trabalho, foram utilizados os parâmetros geotécnicos médios do saprolito.

Figura 3.19 – Localização das sondagens para coleta de amostras de solo residual e saprolito.



Localização das sondagens realizadas pelo Projeto Desenvolvimento de Sistemas de Previsão de Enxurras, Inundações e Movimentos de Massa em Encostas para Prevenção de Desastres Naturais, financiado pelo CNPq, no bairro Vila Albertina.

Fonte: Mendes et al. (2018).

c) Inserção dos parâmetros geotécnicos nos modelos SLOPE/W e SEEP/W

Antes de inserir os parâmetros geotécnicos, foram traçados os perfis das encostas, com base em dados topográficos, diferentemente da análise de sensibilidade, em que foram utilizadas encostas hipotéticas e com declividade média constante. Optou-se por utilizar os perfis com base nos dados topográficos de cada uma das seções para representar a realidade de forma mais verossímil.

Posteriormente, foram delimitados os horizontes do solo, buscando respeitar as profundidades encontradas em campo, nas sondagens (MENDES et al, 2018) e nas medições realizadas por Ahrendt (2005).

Após criar o perfil das encostas naturais para as quatro seções, foram inseridos os parâmetros geotécnicos referentes aos materiais de cada horizonte do solo, conforme a seção e o tipo de análise. Os parâmetros inseridos no módulo SLOPE/W foram: peso específico, coesão, ângulo de atrito interno, ângulo correspondente ao incremento da resistência ao cisalhamento com a sucção matricial.

Em seguida, foram criados projetos no programa GEO-SLOPE para as mesmas seções analisadas, com a inserção de cortes e carga, representando os fatores indutores das encostas, conforme citado anteriormente. As informações foram inseridas no módulo SLOPE/W, resultando em análise preliminar de estabilidade de encosta para cada seção.

Posteriormente, foram criadas análises de fluxo transiente no módulo SEEP/W, onde foi possível inserir os parâmetros: condutividade hidráulica saturada, curvas de retenção de água e sucção matricial inicial. O método de estimativa da função condutividade hidráulica utilizado foi Van Genuchten (GEO-SLOPE, 2015b). Este módulo permite fazer análises de fluxo transiente em solo não saturado acoplado ao SLOPE/W, que realiza a análise de estabilidade de encosta, resultando em uma representação mais complexa e mais realista das condições de campo. Assim, as análises acopladas foram realizadas para o período de 36 dias, sendo possível observar o comportamento de circulação da água no solo, bem como a estabilidade do talude ao longo do tempo. Para tanto, foram inseridas as condições de contorno.

d) Definição das condições de contorno

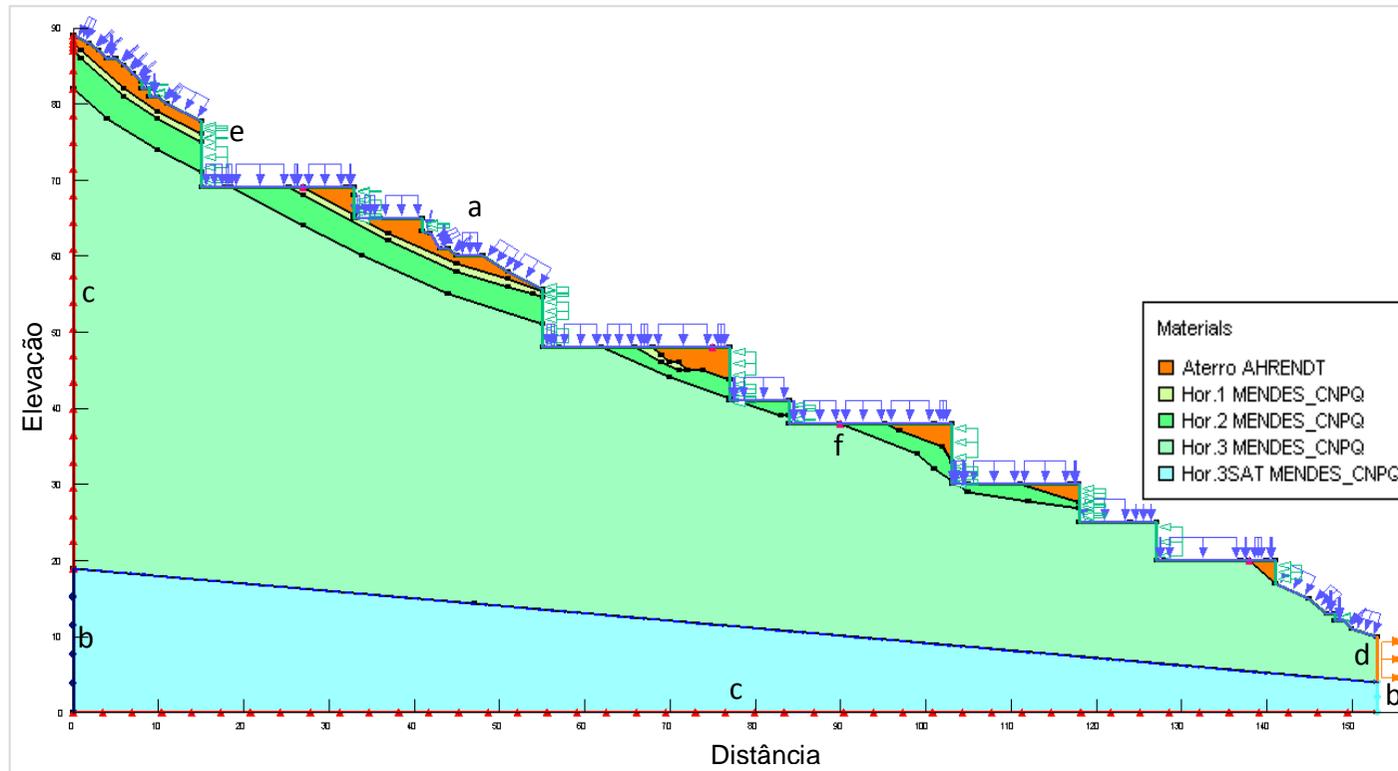
No módulo SEEP/W, foram inseridas as condições de contorno para a análise de fluxo transiente em solo não saturado. Em todos os cenários naturais e antrópicos de modelagem (Análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5), foram inseridas condições de contorno básicas, como precipitação ao longo da superfície da encosta (trechos com setas “a” da Figura 3.20), exceto nos cortes.

Informações do nível freático e respectivas cargas hidráulicas de montante e jusante (trechos “b” da figura 3.20). Condição de contorno em que $q=0$, ou seja, não há entrada ou saída de água por essas bordas (trechos “c” da Figura 3.20). Foi definida uma pequena borda, próximo à parte baixa da encosta, com dados de vazão de $-0,03672$ m/dia, representando a água presente na zona não saturada que flui em direção ao canal fluvial (trecho “d” da Figura 3.20).

Para as análises com influência antrópica, ou seja, com inserção de corte (Análises ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5), optou-se por representar a evapotranspiração somada à precipitação infiltrada nas áreas de corte, que tende a ser menos significativa do que nas superfícies de menor inclinação. Desse modo, foi inserido o valor constante para evapotranspiração de 20% de uma precipitação com intensidade de 10mm/h, ou seja, 0,048 m/dia (2mm/h). Foi ainda ativada a ferramenta de infiltração potencial, por ser uma superfície passível de fluxo (trechos “e” da figura 3.20).

Nas análises em que foi considerada possibilidade de haver vazamento no terreno (Análises ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5), este foi representado pela inserção de pontos de vazamento (trecho “f” na Figura 3.20), sendo quatro pontos nas Seções 1 e 4, uma vez que estas encostas são ocupadas ao longo de toda sua superfície e dois pontos nas Seções 2 e 3, uma vez que essas encostas são mais preservadas, tendo ocupação apenas no topo e/ou na base. Os pontos de vazamento foram considerados a partir do décimo dia da análise, uma vez que estudos prévios indicam o período de 10 dias para minimizar os efeitos de incerteza das condições iniciais de poro-pressão. Foram utilizados valores de $1\text{m}^3/\text{dia}$ e $1,5\text{m}^3/\text{dia}$, conforme sugestão de vazamentos pontuais a serem adotados em encostas urbanas descritos por MENDES et al. (2018).

Figura 3.20 – Condições de contorno aplicadas na Seção 1.



Exemplo da distribuição das condições de contorno, representada pela Seção 1, com inserção de cortes. a) Precipitação e toda a superfície da encosta, exceto nos cortes (setas azuis); b) informações da altura de coluna d'água na entrada e saída da zona saturada (linhas azul escuro e azul claro); c) condição de contorno em que $q=0$, ou seja, não há entrada ou saída de água por essas bordas (linhas vermelhas); d) borda com vazão de água drenada para o curso d'água que se localiza próximo à encosta (setas laranja); e) efeito de evapotranspiração somado à baixa infiltração da precipitação nos cortes de 90°, bem como o efeito de evapotranspiração (setas verdes); f) pontos de vazamento (rosa).

Fonte: Produção do autor.

Outra condição de contorno de suma importância é a sucção matricial inicial de cada horizonte, uma vez que este valor permite que o modelo atinja o equilíbrio em relação aos valores de distribuição de poro-pressão de água no perfil da encosta. Foram utilizados dados de umidade do solo referentes ao mês de dezembro, conforme Mendes et al. (2018), já que a análise teve seu início em 12 de dezembro de 2012. Deste modo, o valor inicial de sucção matricial do aterro foi 27,5 kPa; do solo residual foi 26 kPa; e do saprolito foi 33 kPa.

O período de análise das seções transversais foi de 36 dias visando permitir a convergência de poro-pressão de água. O período inicial de simulação é fundamental para permitir o equilíbrio do modelo em relação aos valores de distribuição de poro-pressão de água no perfil da encosta. Entre os dias 1 e 35 analisados, foram inseridos dados reais de precipitação da estação automática do INMET, localizada na área urbana do município, a cerca de 2 km de distância da área de estudo, lembrando que os dados para chuvas acima de 10 mm/24h desta estação do INMET estão altamente correlacionados com as chuvas registradas pela estação automática do Cemaden (Vila Matilde) localizada muito próximo às áreas estudadas. Desse modo, o período analisado foi de 12 de dezembro de 2012 a 15 de janeiro de 2013, lembrando que houve deslizamentos no dia 10 de janeiro de 2013. Assim foram selecionados os 30 dias antecedentes ao evento e mais 4 dias posteriores ao evento, conforme Figura 3.21. O período de 30 dias anteriores ao evento permite que o modelo alcance de forma satisfatória o equilíbrio de poro-pressão da água (positiva e negativa), considerando a quantidade de água que entrou e saiu da encosta.

Figura 3.21 – Precipitação diária e acumulada registrada na estação automática do INMET em Campos do Jordão.

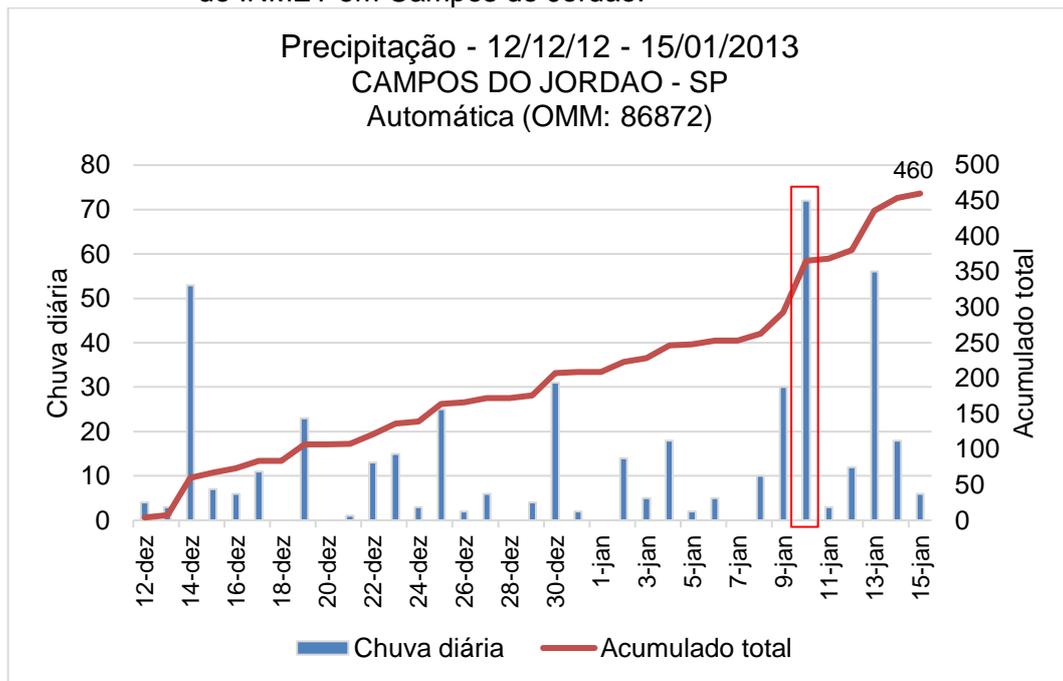


Gráfico de precipitação diária e acumulada registrada na estação automática do INMET (A706) localizada em Campos do Jordão, entre os dias 12/12/2012 e 15/01/2013. Retângulo vermelho destaca a precipitação registrada no dia 10/01/2013, data dos eventos de deslizamentos.

Fonte: INMET (2017).

As informações da altura da coluna d'água na entrada e na saída da zona saturada (horizonte H3 saturado) variaram pouco de uma seção para outra (entre 13 e 20 metros na entrada e 4 e 5 metros na saída), mantendo aproximadamente a mesma declividade para todas as seções. Isto indica que a água da chuva infiltrada no horizonte H3 e sua frente de saturação é direcionada subsuperficialmente ao curso de água presente na bacia.

Para as análises com influência antrópica (Análises ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5), além do corte e suas condições de contorno previamente descritas, foram inseridas cargas, representando as edificações, no módulo SLOPE/W. Conforme destacado anteriormente, a definição da localização de cada edificação se deu por meio de fotointerpretação e cada edificação foi representada como sendo de um pavimento e com a carga de 2 kN/m² (ABNT, 1980).

e) Definição do método de análise da forma da superfície de ruptura.

A superfície de ruptura pode ser definida de diferentes formas no módulo SLOPE/W. Inicialmente foi realizada uma análise global, sobre toda a superfície das encostas, e posteriormente, foi definida uma região, em cada seção, para a análise local.

No primeiro momento, para realizar a análise global, foram inseridas 'grade e raios' (*grid and radius*). Assim pode ser definido FS crítico e a superfície de ruptura potencial. Com os resultados, observou-se a região crítica da encosta para o dia 10 de janeiro de 2013 e então, neste trecho foi aplicado o método local, de 'entrada e saída' (*entry and exit*).

A escolha por essa combinação de análises se deu em função de que na primeira, há investigação global em toda a superfície da encosta, indicando o FS crítico para todas as datas analisadas (35 dias), em diferentes porções da encosta. Assim, optou-se por focar apenas na região da encosta que apresentou os resultados mais críticos no dia dos eventos de deslizamentos (10 de janeiro de 2013).

A definição da grade utilizada na análise global é fornecida por uma malha, em que cada ponto de grade representa o centro de uma circunferência de uma possível superfície de ruptura, associada a uma malha de linhas de raios ou linhas tangenciais. O SLOPE/W encontra a distância perpendicular entre as linhas de raio e o centro da grade para cada ponto de grade, ou seja, cada centro da circunferência. Essa linha perpendicular se torna o raio da circunferência de uma possível superfície de ruptura, conforme ilustrado na Figura 3.22 (GEO-SLOPE, 2015a).

Figura 3.22 – Definição do raio da circunferência de uma possível superfície de ruptura.

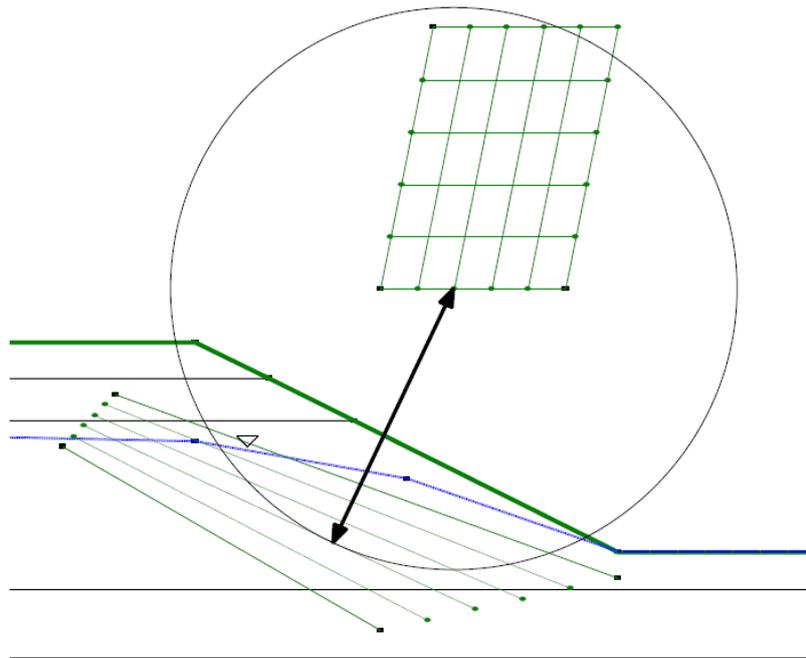
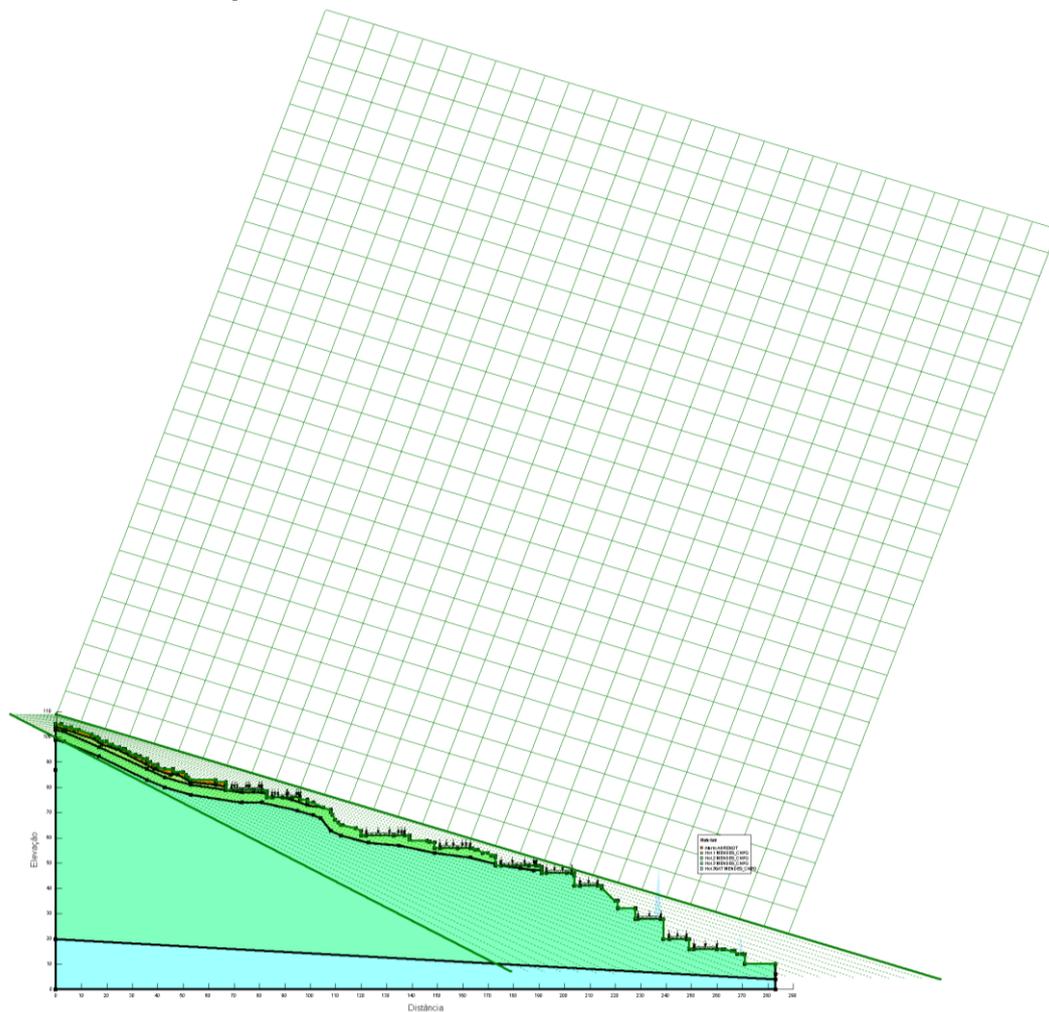


Ilustração da definição de cada circunferência de uma possível superfície de ruptura com base no método 'grade e raios'. Nota-se que o ponto de grade representa o centro da circunferência o qual tangencia a linha de raios.

Fonte: GEO-SLOPE (2015a).

A Figura 3.23 apresenta a Seção 4 com a malha da grade e as linhas de raios. Para a análise global das seções, foram criadas grades com 900 pontos (30 x 30) para cada seção e foram definidas 26 linhas de raios no total.

Figura 3.23 – Definição de grade e raios para análise de estabilidade global da Seção 4.

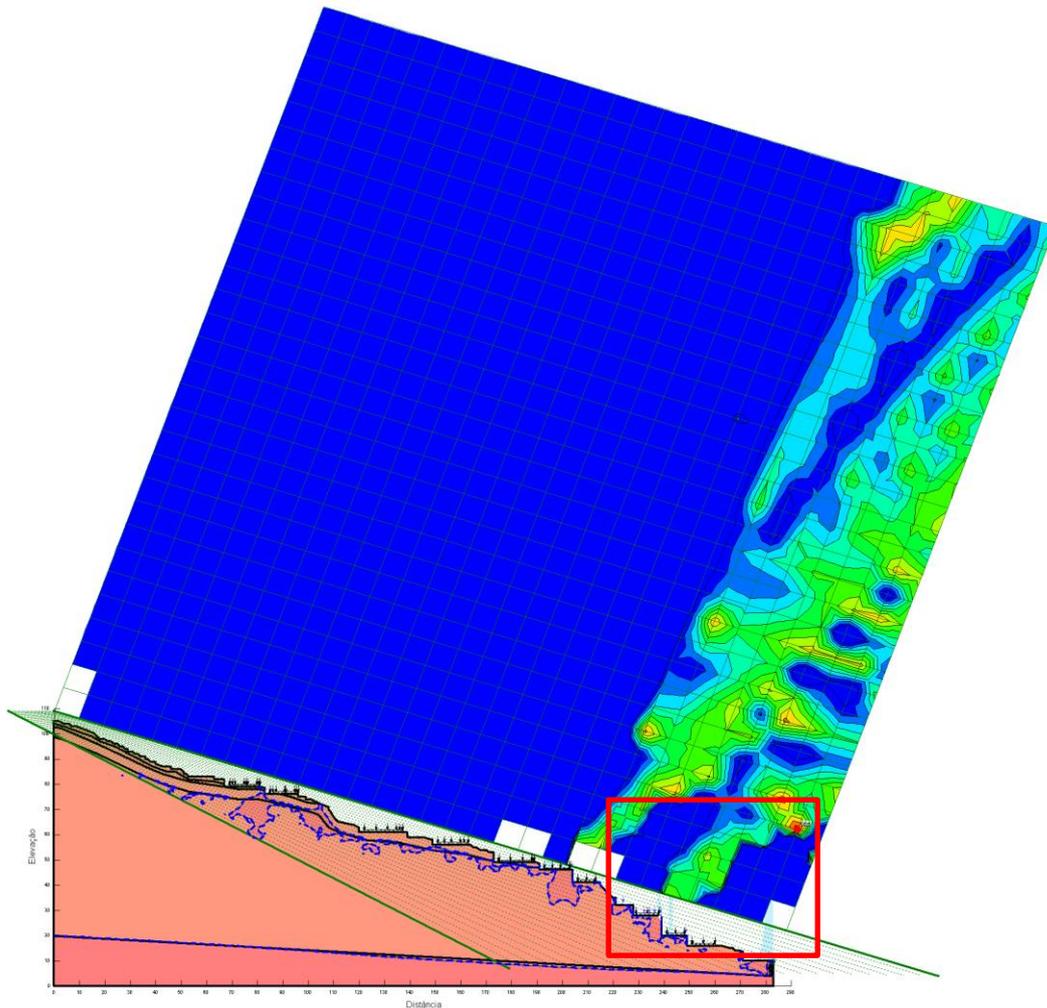


Perfil da Seção 4 com representação dos materiais dos diferentes horizontes. Definição da grade e dos raios utilizados para análise global de toda a encosta.

Fonte: Produção do autor.

Como resultado desta análise, é possível identificar o FS crítico, ou seja, aquele com o menor valor para a data selecionada. Assim, a Figura 3.24 destaca o trecho da encosta com menor FS para o dia 10 de janeiro de 2013, ou seja, a região crítica da encosta, representada em retângulo vermelho. O ponto vermelho, localizado na parte inferior da grade, é o centro da circunferência que delimita a superfície potencial de ruptura com menor FS.

Figura 3.24 – Resultado da análise global da Seção 4 com indicação da superfície crítica, ou seja, com menor FS.



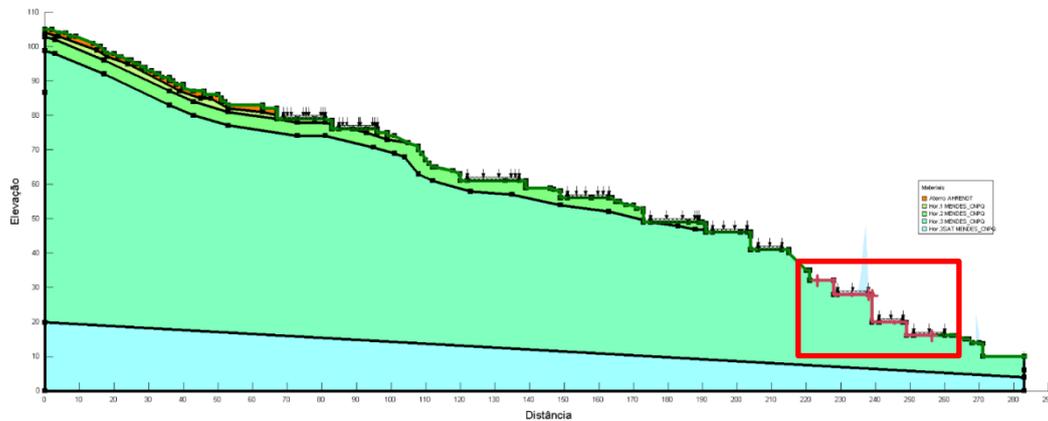
Resultado da análise global de toda a encosta. Retângulo vermelho dá destaque ao FS crítico (menor valor encontrado), ou seja, a superfície de ruptura potencial no dia 10 de janeiro de 2013. Ponto vermelho é o centro da circunferência que limita a superfície com menor FS para a data.

Fonte: Produção do autor.

Após realizar a análise global nas quatro seções, foram identificadas, as regiões críticas e nessas áreas foi aplicado o método 'entrada e saída', conforme ilustrado na Figura 3.25. Este método permite definir não apenas superfícies de ruptura circulares assim como rupturas em superfícies planares. A segunda forma de ruptura é mais indicada para estudos de caso no município de Campos do Jordão, bem como para os demais municípios brasileiros que têm predomínio de ocorrência de deslizamentos

planares rasos. Outro fator relevante é que o método “entrada e saída” possibilita delimitar o trecho a ser analisado durante todo o período.

Figura 3.25 – Definição da entrada e saída para análise de estabilidade local da Seção 4.

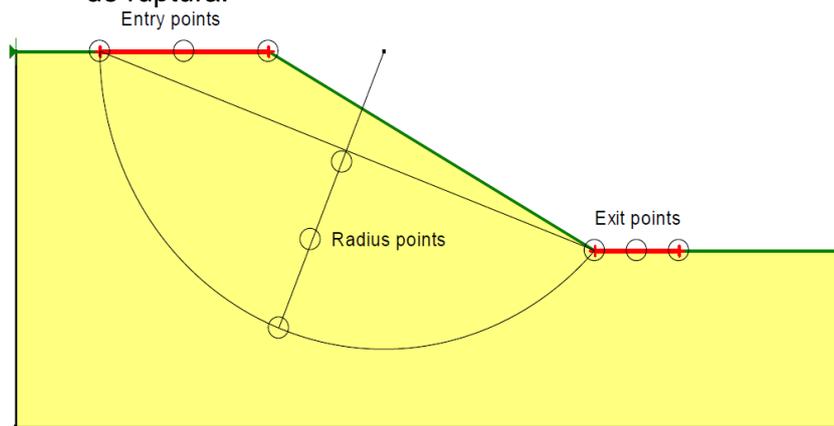


Perfil da Seção 4 com representação dos materiais dos diferentes horizontes. Definição da entrada e saída utilizadas para análise local. Retângulo vermelho dá destaque à região analisada.

Fonte: Produção do autor.

Neste método, o analista define duas linhas (vermelhas) na superfície da encosta, sendo que estas são as áreas por onde as superfícies de ruptura irão ‘entrar’ e ‘sair’. É possível definir o número de incrementos, ou seja, o número de entradas e saídas para cada análise. O SLOPE/W conecta o ponto da linha da ‘entrada’ com um ponto da linha da ‘saída’ formando uma linha. No ponto central desta linha, o sistema cria uma outra perpendicular, que coincide com o raio de uma circunferência conforme ilustrado na Figura 3.26.

Figura 3.26 – Ilustração de como o método ‘entrada e saída’ define a superfície de ruptura.



Representação da correlação entre as linhas de entrada e saída para definição da superfície de ruptura.

Fonte: GEO-SLOPE (2015a).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

O presente capítulo apresenta os resultados da presente pesquisa, primeiramente referente à caracterização climática e meteorológica de Campos do Jordão, em que foi realizada análise da variabilidade espacial e temporal da chuva. Posteriormente, aborda a descrição meteorológica do evento que causou deslizamentos em 10 de janeiro de 2013. Por fim, discute os resultados referentes à análise de estabilidade de encosta. Em um primeiro momento são apresentados os resultados referentes à aplicação do modelo SHALSTAB e a comparação dos resultados com os mapeamentos de suscetibilidade e risco. Posteriormente, são apresentados os dados referentes à análise de sensibilidade do modelo GEO-SLOPE e o estudo de caso com a aplicação dos módulos SLOPE/W e SEEP/W acoplados, em quatro seções transversais.

4.1. Caracterização climática e meteorológica de Campos do Jordão

As características topográficas da porção leste do estado de São Paulo, com a presença das Serras do Mar e da Mantiqueira influenciam na distribuição regional da precipitação. Essas são as áreas com maiores registros de precipitação total anual e pelas precipitações mais intensas no estado de São Paulo (CARVALHO et al., 2002).

Foss (2016) estudou o efeito orográfico do Planalto Brasileiro em relação às frentes frias que atuam na América do Sul. A autora entende que as Serras Geral (situada no Sul do Brasil), do Mar (localizada entre os estados de Santa Catarina e Espírito Santo) e da Mantiqueira (situada entre o leste de São Paulo e o Sul de Minas Gerais) influenciam nos sistemas meteorológicos atuantes nessa região. Em relação à região da Serra da Mantiqueira, onde se localiza o município de Campos do Jordão, a autora destaca que há efeito orográfico de barreira ao escoamento atmosférico, assim, a frente fria que se desloca sobre a região torna-se lenta em superfície, porém não há influência orográfica em altos níveis.

Além da influência orográfica em relação à atuação das frentes frias, a topografia da região resulta do desenvolvimento de circulações locais,

como a atuação de brisas de vale e de montanha. A brisa de vale, se desenvolve durante o dia e o contrário ocorre, com a brisa de montanha, quando o ar das encostas se resfria mais rápido do que na região do vale, resultando no escoamento da montanha para o vale, devido à variação da pressão. As circulações locais podem ter escala temporal de horas ou de até um dia, e a dimensão espacial é de alguns quilômetros. Entretanto, quando há atuação de circulação de mesoescala intensas, essa dinâmica local pode ser modificada ou anulada (CAMPOS et al., 2016).

Um fenômeno de escala sinótica que atua na região é a ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul). Esta é uma banda alongada de alta atividade convectiva que se estende desde a região amazônica e segue em direção ao Oceano Atlântico, atuando sobre a região Sudeste do Brasil e ocorre durante o período de verão (CARVALHO et al., 2002). Cavalcanti et al. (2009) destaca que o abastecimento de água desta região depende da variabilidade da chuva resultante de eventos de ZCAS, porém a precipitação intensa e persistente por muitos dias pode resultar em desastres naturais como movimentos de massa e inundações, desse modo, entende-se que a ZCAS tem forte influência sobre a região Sudeste.

Seluchi (2006) e Seluchi e Chou (2009) realizaram estudos de correlação entre os eventos de movimentos de massa e a atuação de ZCAS e passagem de frentes frias entre os meses de novembro a abril em um período de 10 anos (entre 1995 e 2005) na região da Serra do Mar. O autor identificou que mais de 80% dos eventos de movimentos de massa tiveram relação com sistemas meteorológicos de escala sinótica ou maior que sinótica. Com destaque às passagens de frentes frias, e atuação de ZCAS. Cerca de 50% dos eventos de ZCAS que atuaram sobre o Estado de São Paulo por mais de dois dias, resultaram em movimentos de massa. A região da Serra da Mantiqueira também é influenciada por este fenômeno.

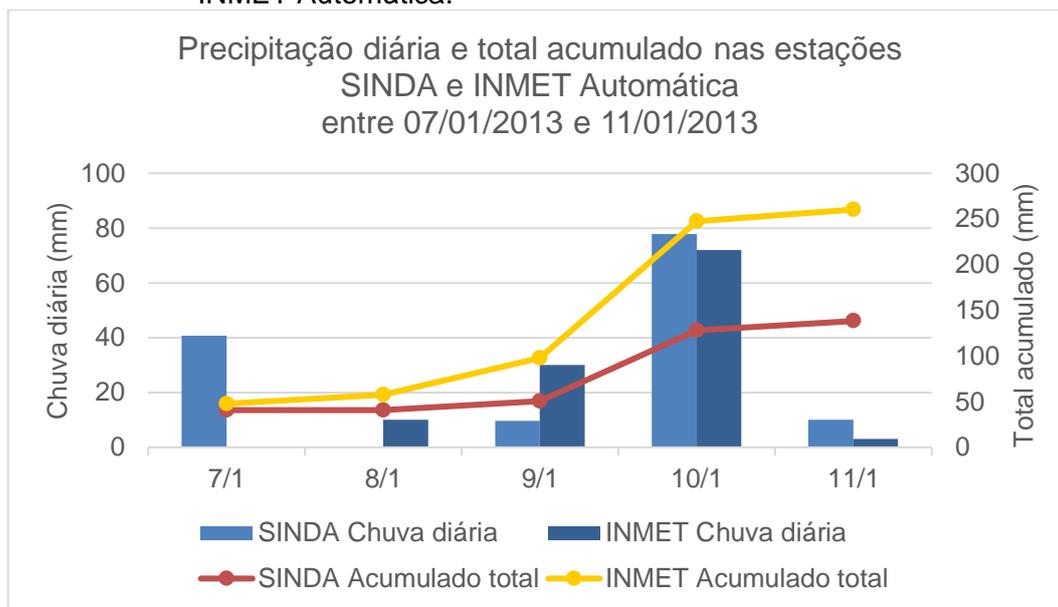
Segundo Carvalho et al. (2002), a ocorrência de atividade convectiva intensa sobre o oceano, aumenta a frequência de eventos extremos sobre a Serra da Mantiqueira. Porém, quando a ZCAS tem grande desenvolvimento sobre o continente e pouco desenvolvimento sobre o

oceano, os eventos extremos de precipitação ocorrem e todas as regiões do estado, sendo menos expressivo sobre a Serra da Mantiqueira, descrevem os autores.

4.1.1. Variabilidade espacial e temporal da chuva na área urbana de Campos do Jordão

O município de Campos do Jordão tem atualmente 14 estações pluviométricas automáticas na área urbana, sendo uma do INMET, uma do projeto SINDA/INPE e 12 estações do Cemaden. Porém, em janeiro de 2013, existiam apenas as estações do INMET e SINDA/INPE. A estação SINDA/INPE apresenta falha de dados em seu histórico, havendo apenas alguns períodos com registro. Assim, optou-se por não utilizar os dados desta estação. Porém, para os dias 07 a 11 de janeiro de 2013, foi possível fazer a comparação da precipitação registrada nas estações SINDA/INPE e INMET Automática. A estação do SINDA/INPE se localiza a cerca de 7 km da área estudada e a estação automática do INMET a aproximadamente 2km. Observa-se que mesmo com a distância de aproximadamente 5 km, as estações registraram valores similares no dia 10 de janeiro de 2013 (Figura 4.1). Desse modo, entende-se que os dados da estação automática do INMET se mostram representativos, uma vez que a precipitação ocorreu, aparentemente de forma homogênea sobre o município.

Figura 4.1 – Comparação da precipitação registrada nas estações SINDA/INPE e INMET Automática.

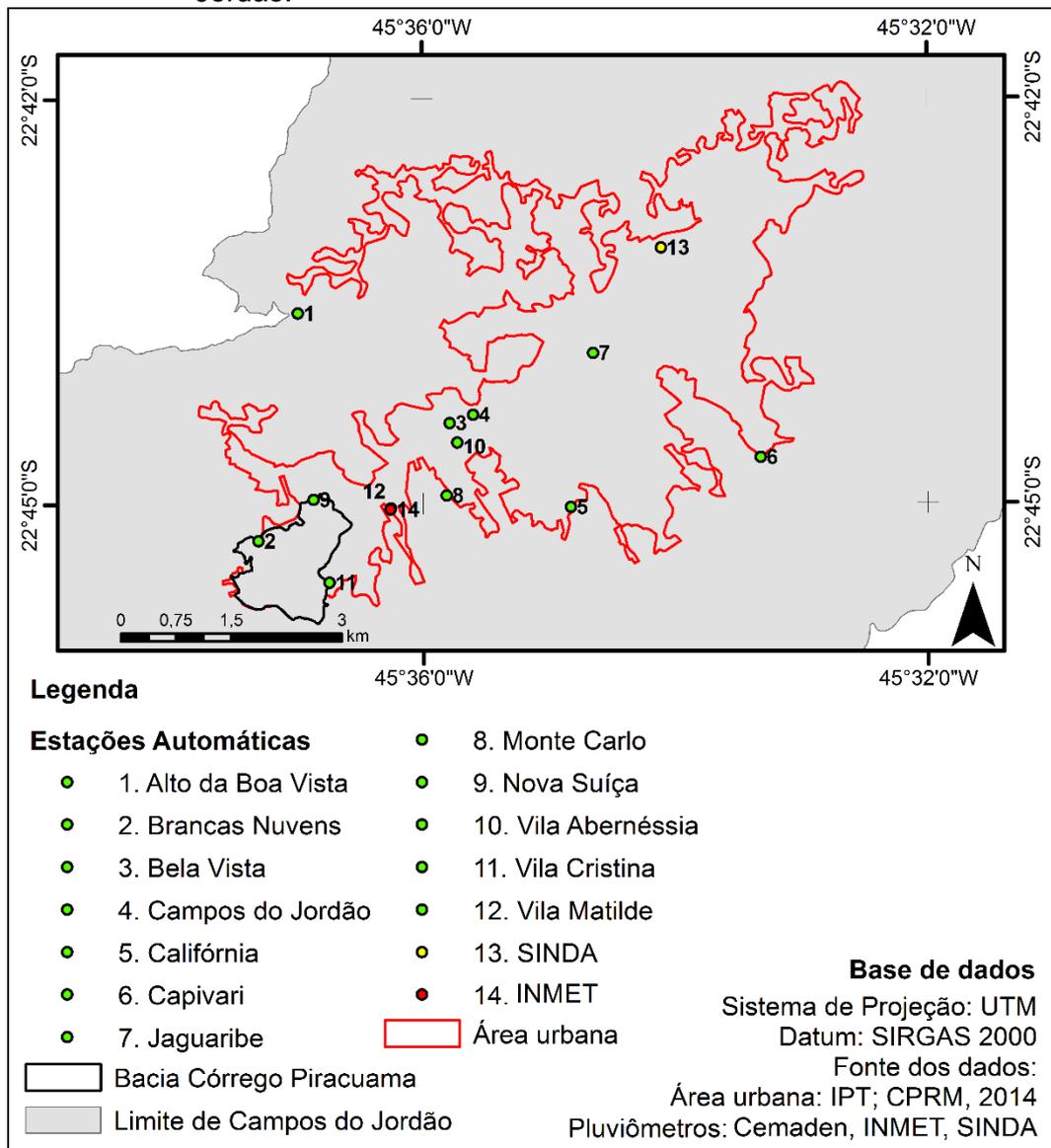


Comparação dos registros de precipitação nas estações SINDA/INPE e INMET Automática entre os dias 07 e 11 de janeiro de 2013.

Fonte: SINDA/INPE (s/d); INMET (2017).

Em setembro de 2013, foram instaladas as primeiras estações do Cemaden em Campos do Jordão. Estas estações registram dados a cada 10 minutos, quando há precipitação e se não há registro, o pluviômetro é atualizado a cada hora. Como o município se localiza em relevo escarpado, buscou-se analisar a influência da topografia no registro de precipitação, pois espera-se que haja forte variabilidade espacial e temporal, em especial das chuvas intensas. Para a análise da variabilidade espacial da precipitação em Campos do Jordão, foram utilizados dados da estação automática do INMET e de 10 estações do Cemaden, sempre que disponíveis. Os dados das estações Monte Carlo e Nova Suíça não puderam ser aproveitados, pelo curto período de tempo com registro (Figura 4.2).

Figura 4.2 – Localização das estações pluviométricas automáticas de Campos do Jordão.



Localização das estações pluviométricas automáticas em Campos do Jordão, limite da área urbana edificada e limite da bacia do córrego Piracuama.

Fonte: Pluviômetros: Cemaden (2017); SINDA/INPE (s/d); INMET (2017); produção do autor.

Os dados referentes às estações utilizadas nas análises constam na Tabela 4.1. Nesta tabela foram sistematizados: a altitude aproximada em que cada estação se localiza; o código de cada estação; e suas coordenadas.

Tabela 4.1 – Dados das estações pluviométricas automáticas instaladas em Campos do Jordão.

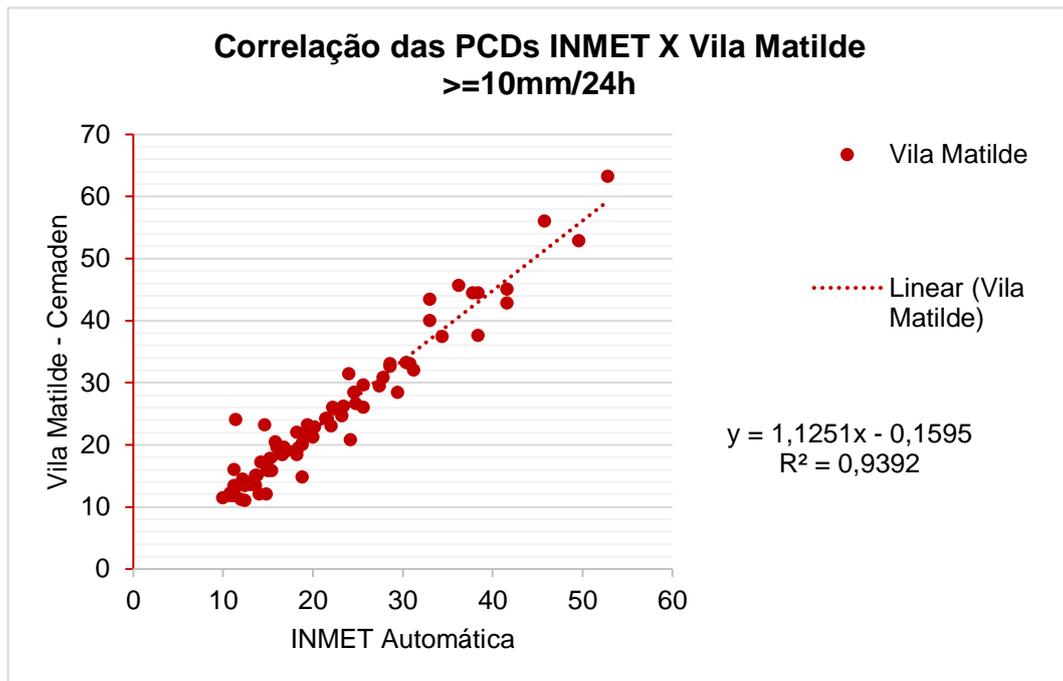
Estação pluviométrica	Altitude (m)	Código da estação	Longitude (m)	Latitude (m)
(1) Alto da Boa Vista	1.750	350970006A	436.698,6	7.486.625,8
(2) Brancas Nuvens	1.735	350970012A	436.167,4	7.483.512,8
(3) Bela Vista	1.670	350970004A	438,759,3	7.485.130,2
(4) Campos do Jordão	1.590	350970004H	439.007,8	7.485.242,2
(5) Califórnia	1.665	350970009A	440.405,9	7.483.983,9
(6) Capivari	1.780	350970013A	442.980,5	7.484.669,0
(7) Jaguaribe	1.650	350970005A	440.705,8	7.486.088,4
(8) Monte Carlo	1.660	350970009A	438.719,4	7.484.139,9
(9) Nova Suíça	1.670	350970008A	436.914,6	7.484.080,5
(10) Vila Abernéssia	1.595	350970001A	438.862,3	7.484.863,4
(11) Vila Cristina	1.670	350970003A	437.129,4	7.482.947,0
(12) Vila Matilde	1.655	350970011A	437.962,4	7.483.963,1
(13) SINDA	1.580	32527-SP	441.624,4	7.487.531,1
(14) INMET	1.642	SP A706	438.397,6	7.484.030,0

Fonte: Cemaden (2017), SINDA/INPE (s/d) e INMET (2017).

Como a estação automática do INMET e a estação da Vila Matilde (Cemaden) se localizam a apenas 440 metros de distância, buscou-se realizar a análise de correlação entre os dados das duas estações. A altitude da estação do INMET é de 1.642 metros e da Vila Matilde é de 1.655 metros, conforme foi descrito na Tabela 4.1.

A análise de correlação foi realizada por meio do gráfico de dispersão com indicação da linha de tendência e definição do coeficiente de determinação (índice R^2). Para tanto, foram organizados os dados de precipitação com valor acumulado em 24 horas igual ou maior que 10 mm em ambas as estações. Observou-se que há alta correlação entre as estações, uma vez que resultou em R^2 de aproximadamente 94% (Figura 4.3).

Figura 4.3 – Correlação entre a estação Vila Matilde do Cemaden e a estação automática do INMET.

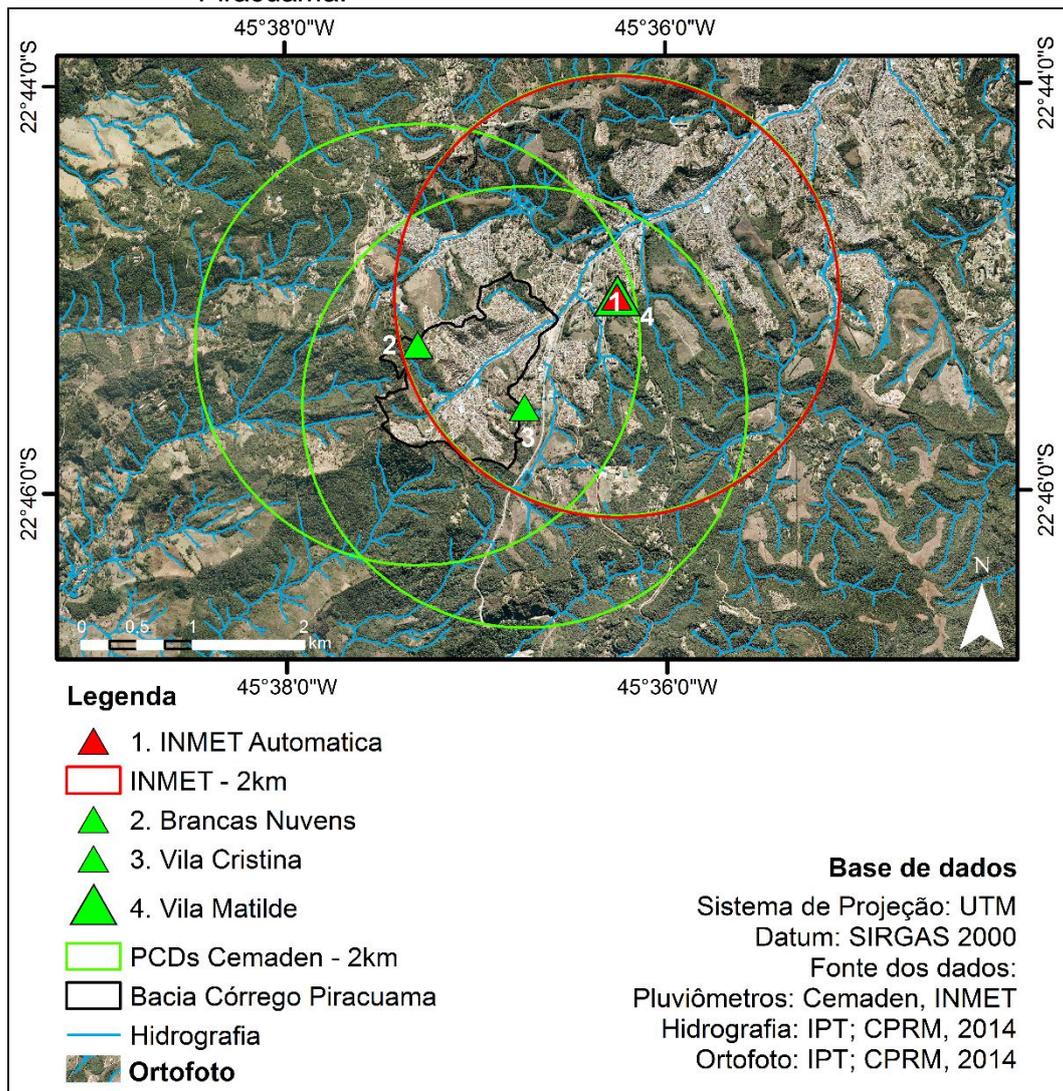


Comparação entre os dados da estação Vila Matilde do Cemaden com dados da estação automática do INMET em que ambas as estações registraram acumulado igual ou maior que 10mm/24h. Gráfico de dispersão, linha de tendência e equação da reta.

Fonte: Produção do autor. Dados: INMET (2017) e Cemaden (2017).

Posteriormente, foram realizadas análise de correlação com base nos dados de precipitação não apenas das estações INMET e Vila Matilde, mas também com as estações Brancas Nuvens e Vila Cristina. Estas quatro estações se localizam nas proximidades da bacia do córrego Piracuama, dentro de um raio de aproximadamente 2 km (Figura 4.4).

Figura 4.4 – Localização das estações mais próximas da bacia do córrego Piracuama.



Mapa de localização dos pluviômetros com área de abrangência sobre a bacia do córrego Piracuama.

Fonte: Estações do Cemaden (2017); Estação automática do INMET (2017).
 Produção do autor.

Assim, optou-se por comparar os dados das estações em três diferentes situações: a. casos em que todas as estações registram acumulado igual ou superior a 10 mm/24h; b. casos em que todas as estações registram acumulado igual ou superior a 30 mm/24h; c. casos em que todas as estações registram acumulado igual ou superior a 40 mm/24h. A situação “a” ocorreu em 74 vezes ao longo do período em que se tem registros históricos de todas estas estações (desde dezembro de 2014), a situação “b” ocorreu em 7 dias de análise e a situação “c” ocorreu 2 vezes ao longo

do período, sugerindo que, nesta situação, houve precipitação de forma mais homogênea sobre todas as estações (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 – Correlação entre as PCDs do Cemaden com a estação automática do INMET.

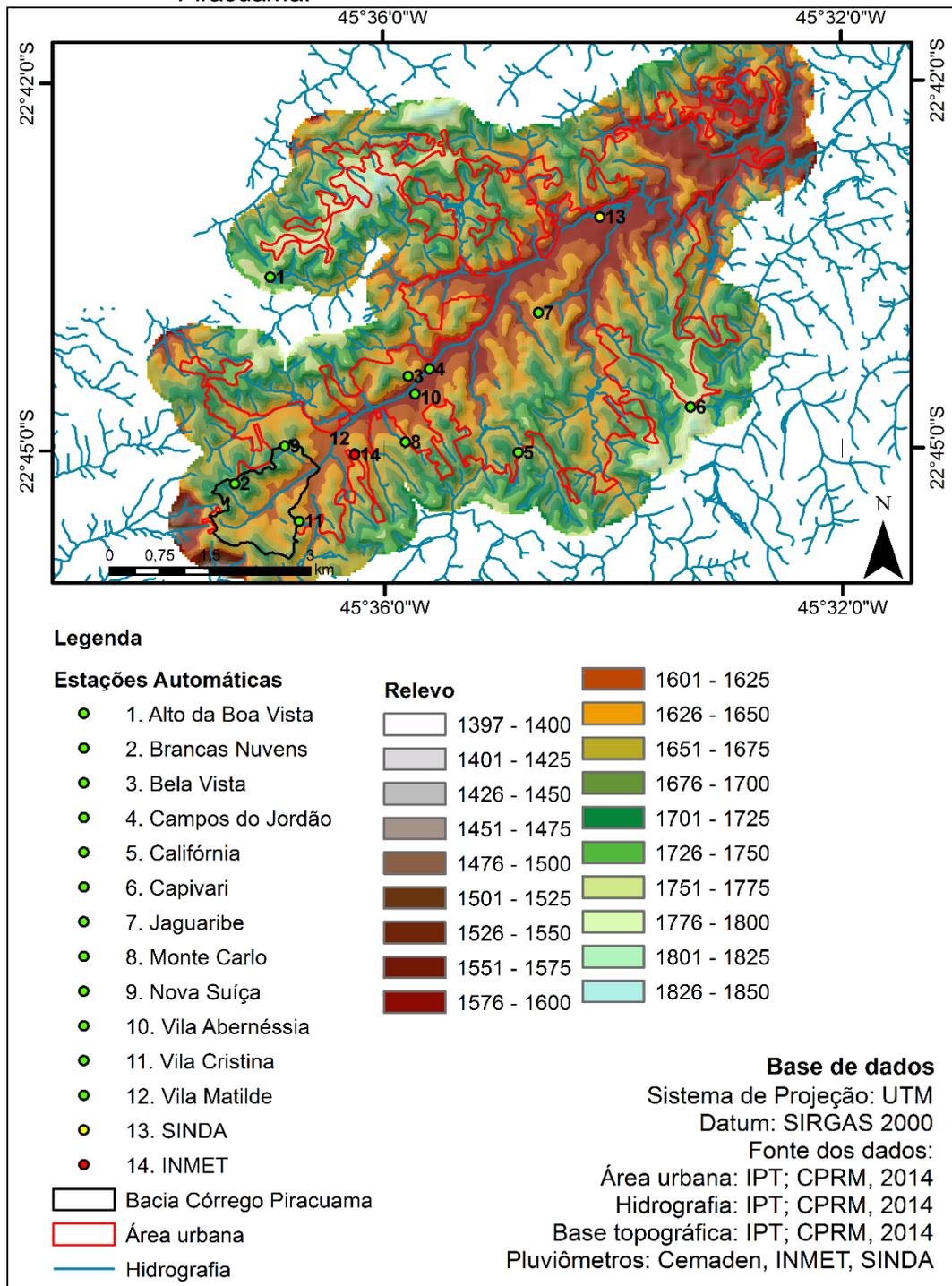
a. Todas as estações têm 10mm/24h ou mais				
74 dias de análise	INMET	V. Matilde	B. Nuvens	V. Cristina
INMET	1	0,97	0,84	0,46
V. Matilde	0,97	1	0,86	0,48
B. Nuvens	0,84	0,86	1	0,41
V. Cristina	0,46	0,48	0,41	1
b. Todas as estações contem 30 mm/24h ou mais				
7 dias de análise	INMET	V. Matilde	B. Nuvens	V. Cristina
INMET	1	0,87	0,72	0,16
V. Matilde	0,87	1	0,73	0,23
B. Nuvens	0,72	0,73	1	0,08
V. Cristina	0,16	0,23	0,08	1
c. Todas as estações contem 40 mm/24h ou mais				
2 dias de análise	INMET	V. Matilde	B. Nuvens	V. Cristina
INMET	1	1,00	1,00	1,00
V. Matilde	1,00	1	1,00	1,00
B. Nuvens	1,00	1,00	1	1,00
V. Cristina	1,00	1,00	1,00	1

	0.9 para mais ou para menos indica uma correlação muito forte.
	0.7 a 0.9 positivo ou negativo indica uma correlação forte.
	0.5 a 0.7 positivo ou negativo indica uma correlação moderada.
	0.3 a 0.5 positivo ou negativo indica uma correlação fraca.
	0 a 0.3 positivo ou negativo indica uma correlação desprezível.

Fonte: INMET (2017) e Cemaden (2017).

Para a realização das análises de variabilidade espacial de precipitação, optou-se por utilizar como área de estudo a união da bacia do córrego Piracuama (polígono preto na parte inferior esquerda da Figura 4.5) com o polígono principal da área urbana de Campos do Jordão (polígono vermelho), limite delimitado pelo IPT e CPRM (2014), associados a um buffer de 500 metros, definido para auxiliar a visualização de toda a área. Na mesma figura, foi inserida a hidrografia da região (IPT; CPRM, 2014). Inicialmente, optou-se por confeccionar um mapa de relevo da região, visando facilitar a compreensão da relação da altitude dos pluviômetros com a topografia da região.

Figura 4.5 – Mapa de relevo da área urbana associada à bacia do córrego Piracuama.



Mapa de relevo da área urbana associada à área da bacia do córrego Piracuama. Foi aplicado buffer de 500 metros no entorno dos limites, visando auxiliar na visualização da área de interesse. Pontos indicam a localização das estações pluviométricas.

Fonte: Hidrografia, base topográfica e limite da área urbana: IPT e CPRM (2014); limite da bacia (produção do autor).

A variabilidade espacial foi analisada de duas formas, a primeira foi embasada em dados do mês de janeiro de 2015, 2016 e 2017 e a segunda, no período de verão (meses de dezembro, janeiro e fevereiro) dos mesmos anos. A escolha dos anos estudados se deu pela disponibilidade de dados das estações do Cemaden e da estação automática do INMET. Como não há disponibilidade de dados de todas as estações para os três períodos analisados, optou-se por utilizar as estações disponíveis para cada período, mantendo a maior quantidade de estações possíveis.

Assim, para a análise de 2015, foram utilizadas 9 estações, a saber: Vila Matilde, Vila Cristina, Vila Abernóssia, Jaguaribe, Califórnia, Brancas Nuvens, Bela Vista, Alto da Boa Vista do Cemaden e automática do INMET. Para a análise de 2016, também foram utilizadas 9 estações, porém algumas diferentes da análise do ano anterior: Vila Matilde, Vila Cristina, Vila Abernóssia, Capivari, Campos do Jordão, Brancas Nuvens, Bela Vista, Alto da Boa Vista do Cemaden e automática do INMET.

Para 2017, foram utilizadas as 7 estações com dados disponíveis para o período, todas do Cemaden, a saber: Vila Matilde, Vila Cristina, Vila Abernóssia, Jaguaribe, Brancas Nuvens, Capivari e Campos do Jordão, todas o Cemaden. Ao final, foi realizada a análise da média de precipitação de 2015 a 2017, tanto para o mês de janeiro, quanto para o período de dezembro a fevereiro. Para estas análises, foi possível utilizar apenas quatro estações que tinham dados para os três anos analisados (Vila, Matilde, Vila Cristina, Vila Abernóssia e Brancas Nuvens) (Tabela 4.3).

Tabela 4.3 – Estações pluviométricas automáticas e identificação dos anos com dados disponíveis.

Estação pluviométrica	2015	2016	2017	Média
(1) Alto da Boa Vista	X	X		
(2) Brancas Nuvens	X	X	X	X
(3) Bela Vista	X	X		
(4) Campos do Jordão		X	X	
(5) Califórnia	X			
(6) Capivari		X	X	
(7) Jaguaribe	X		X	
(10) Vila Abernédia	X	X	X	X
(11) Vila Cristina	X	X	X	X
(12) Vila Matilde	X	X	X	X
(14) INMET	X	X		

Fonte: Cemaden (2017) e INMET (2017).

Com os dados previamente citados, fez-se a interpolação pela Ponderação do Inverso da Distância (IDW – *Inverse Distance Weighting*), este é um método de interpolação em que os pesos das amostras são dados de acordo com a influência de um ponto em relação a outro, sendo que quanto maior a distância, menor a influência. Este método de interpolação de dados de precipitação é mais indicado em regiões mais planas, sem influência da variação topográfica. Com isso, entende-se que este método possa apresentar algumas deficiências para Campos do Jordão.

Para a aplicação do IDW, foi definida a seguinte área: associação da área urbana (polígono principal) com a área da bacia do córrego Piracuama, somada a um *buffer* de 500 metros, ou seja, a área é a mesma que foi utilizada para edição da Figura 4.5, ambas, por meio do programa ArcGis®. Primeiramente, foi realizada a interpolação da precipitação para o mês de janeiro dos anos de 2015 a 2017, bem como a média dos três anos. Posteriormente, foi realizada a interpolação da precipitação para o período de verão, ou seja, meses de dezembro a fevereiro dos anos de 2015 a 2017, bem como a média dos três anos.

As informações resultantes desta análise foram comparadas com o desvio de precipitação (anomalias) em relação à média climatológica (1961-1990), climatologia está baseada nos dados da estação do INMET. Estas análises

são apresentadas em detalhes nos ANEXOS A e B. O ANEXO A ilustra a comparação das anomalias de precipitação para o mês de janeiro nos anos de 2015 a 2017. E o ANEXO B retrata as anomalias dos períodos de verão dos três anos analisados.

4.1.2. Resultados da análise de variabilidade espacial e temporal da precipitação pelo método IDW

Conforme descrito no item 3.2.1, foram realizadas análises de interpolação pela Ponderação do Inverso da Distância (IDW – *Inverse Distance Weighting*), visando compreender a variabilidade espacial e temporal da precipitação na área urbana de Campos do Jordão. Para tanto, foi realizada a interpolação da precipitação para o mês de janeiro dos anos de 2015 a 2017, bem como a média dos três anos (Figura 4.6).

Nota-se que no mês de janeiro de 2015, o registro de precipitação na região foi de até 140 mm, este foi o mês menos chuvoso do período analisado. Este registro de precipitação foi abaixo da normal climatológica para o período, que é de 306,1 mm, conforme exposto na Tabela 4.4 (INMET, 1992) e ANEXO A. As estações que registraram os maiores acumulados foram Brancas Nuvens, situada a sudoeste da área e a uma altitude aproximada de 1.735 metros e Jaguaribe, que se encontra a uma altitude de 1.650 metros, localizada no centro da área.

Tabela 4.4 – Comparação da normal climatológica da estação convencional do INMET (83714 – Campos do Jordão) com dados das estações do Cemaden e estação automática do INMET para o mês de janeiro e verão de 2015, 2016 e 2017.

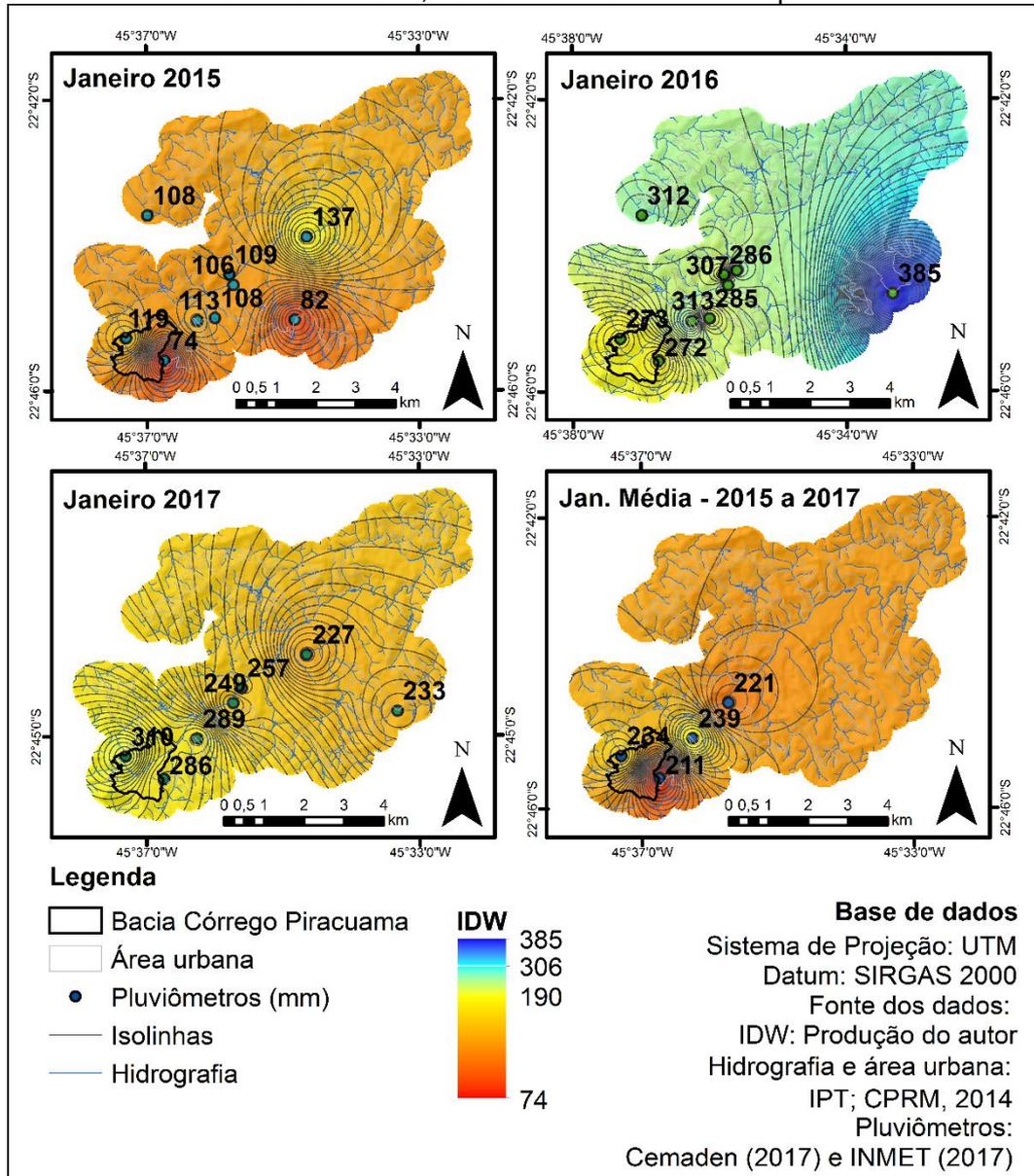
	Janeiro	DJF
Normal Climatológica (INMET)	306,1	871,8
2015	106,3	421,8
2016	305,3	768,8
2017	264,4	544,3

Fonte: Normal climatológica: INMET (1992); Dados das estações: INMET (2017) e Cemaden (2017).

Em janeiro de 2016, a precipitação mensal registrada nas estações de Campos do Jordão teve valores de até 390 mm, ou seja, acima da normal

climatológica (INMET, 1992), conforme pode ser observado pela legenda, na Figura 4.6 e no ANEXO A. Neste período, a estação Capivari, localizada a leste da área, teve o maior acumulado registrado, sua altitude é de 1.780 metros.

Figura 4.6 – Análise da variabilidade espacial da precipitação no mês de janeiro dos anos de 2015, 2016 e 2017 e a média do período.



Análise da variabilidade espacial da precipitação no mês de janeiro dos anos de 2015, 2016 e 2017 e a média do período. Representação das classes do IDW em comparação com a normal climatológica. Destaca-se que a normal climatológica para o mês de janeiro é de 306 mm. Isolinhas. Sombreamento

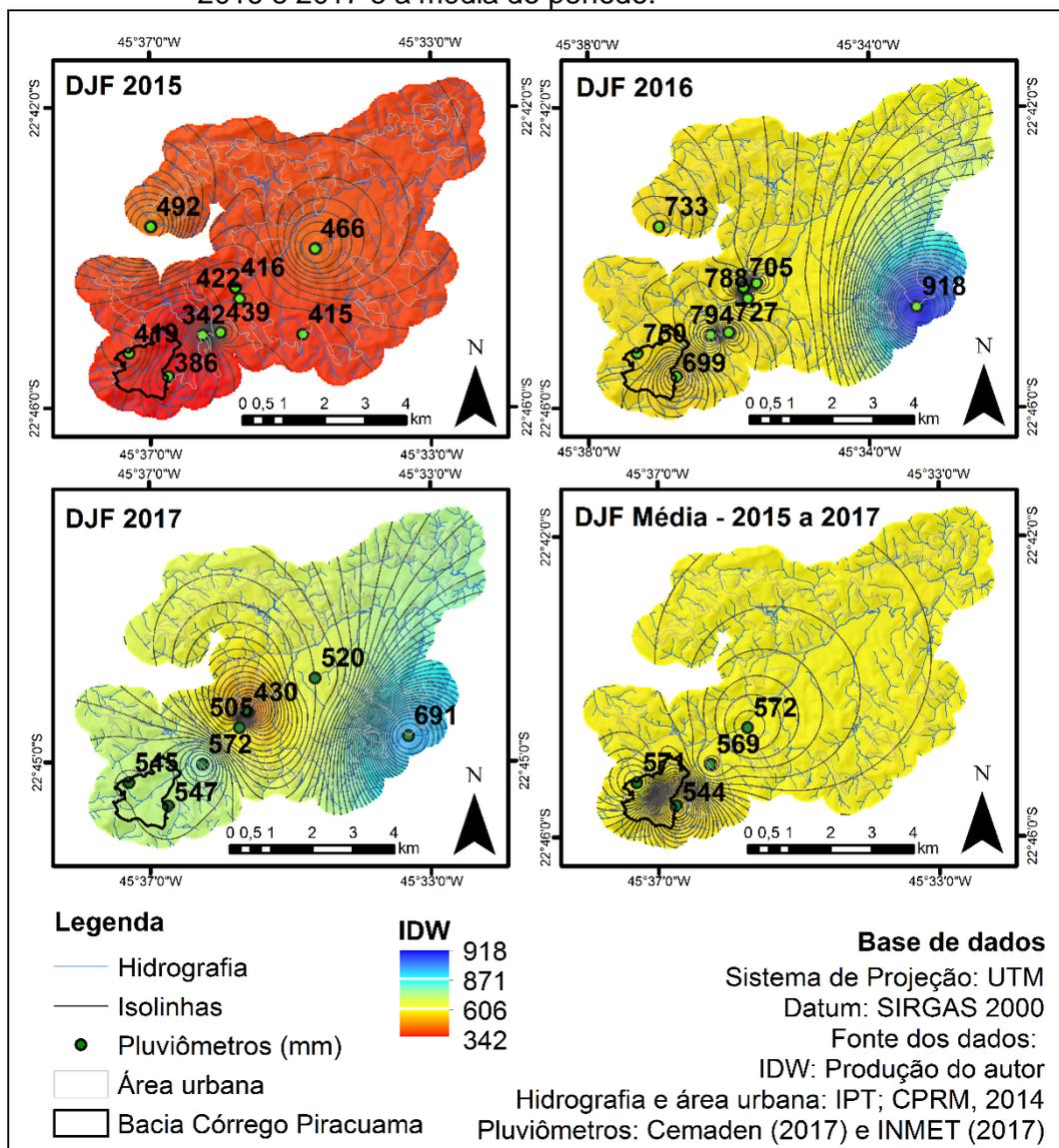
ressaltando a topografia da região. Hidrografia em linhas azuis, limite da área urbana em linha cinza e limite da bacia do córrego Piracuama em linha preta.

Fonte: Dados pluviométricos: Cemaden (2017) e INMET (2017).

Em janeiro de 2017 os acumulados de precipitação registrados nas 7 estações analisadas foram de até 310 mm, próximo à normal climatológica para o período (INMET, 1992), conforme pode ser observado no ANEXO A. Os maiores acumulados registrado foram na porção sudoeste, em especial na estação Brancas Nuvens, cuja altitude de 1.735 metros. Para a média de precipitação do mês de janeiro para os anos de 2015 a 2017, foram analisados os dados de quatro estações e as estações que tiveram maiores acumulados foram Brancas Nuvens (altitude de 1.735 metros) e Vila Matilde (altitude de 1.655 metros). A estação Vila Cristina teve os menores registros de precipitação para o período, sua altitude é de 1.670 metros.

Posteriormente, foi realizada a interpolação da precipitação para o período de verão, ou seja, meses de dezembro a fevereiro dos anos de 2015 a 2017, bem como a média dos três anos (Figura 4.7).

Figura 4.7 – Análise da variabilidade espacial da precipitação nos verões de 2015, 2016 e 2017 e a média do período.



Análise da variabilidade espacial da precipitação nos meses de dezembro a fevereiro dos anos de 2015, 2016 e 2017 e a média do período. Representação das classes do IDW em comparação com a normal climatológica. Destaca-se que a normal climatológica para o período de dezembro a fevereiro é de 871 mm. Isolinhas. Sombreamento ressaltando a topografia da região. Hidrografia em linhas azuis, limite da área urbana em linha cinza e limite da bacia do córrego Piracuama em linha preta.

Fonte: Dados pluviométricos: Cemaden (2017) e INMET (2017).

O período chuvoso de 2015 foi o que registrou menores acumulados de precipitação, até 490 mm para os três meses de verão, valor próximo da metade da normal climatológica para o período, que é 871 mm (INMET,

1992), conforme apresentado na Figura 4.7. Observa-se ainda que este foi o período em que houve maior homogeneidade entre as estações, havendo tendência de maior acumulado na estação Jaguaribe, localizada à altitude de 1.650 metros.

Segundo Infoclima (2015a) do CPTEC/INPE, nos meses de dezembro de 2014 e janeiro de 2015 não houve atuação de ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul), devido à presença de bloqueio atmosférico nas latitudes médias do Hemisfério Sul, resultando na predominância de anomalias negativas de precipitação em grande parte do país, inclusive na região de Campos do Jordão. O enfraquecimento do bloqueio atmosférico só ocorreu no final de janeiro, então em fevereiro as chuvas se tornaram mais regulares na porção central do Brasil (INFOCLIMA, 2015b), conforme pode ser observado no ANEXO B.

No verão de 2016, foram registrados até 920 mm de precipitação, pouco acima da normal climatológica (INMET, 1992), conforme destacado na legenda da Figura 4.7. A região que teve maiores acumulados foi a leste, onde se localiza a estação Capivari. Este foi o verão com maiores registros de precipitação, no período de 2015 a 2017.

No verão de 2017 a tendência foi similar ao verão anterior, com maiores acumulados na porção leste, na estação Capivari, havendo menores registros no centro da área, na estação Campos do Jordão (altitude de 1.590 metros). Os acumulados foram de até 690 mm para o período, abaixo da normal climatológica (INMET, 1992). Na análise da média de precipitação dos verões de 2015 a 2017, observa-se que os maiores acumulados se concentraram na estação da Vila Abernécia (altitude de 1.595 metros). Entre dezembro de 2016 e janeiro de 2017 houve predomínio de chuva abaixo da média histórica no Sudeste, conforme ANEXO B, período em que houve ausência de ZCAS bem configurada. (INFOCLIMA, 2017).

4.1.3. Descrição meteorológica do evento de 10 de janeiro de 2013

Entre os dias 10 e 11 de janeiro de 2013, foram registrados deslizamentos em Campos do Jordão deflagrados em decorrência da precipitação que

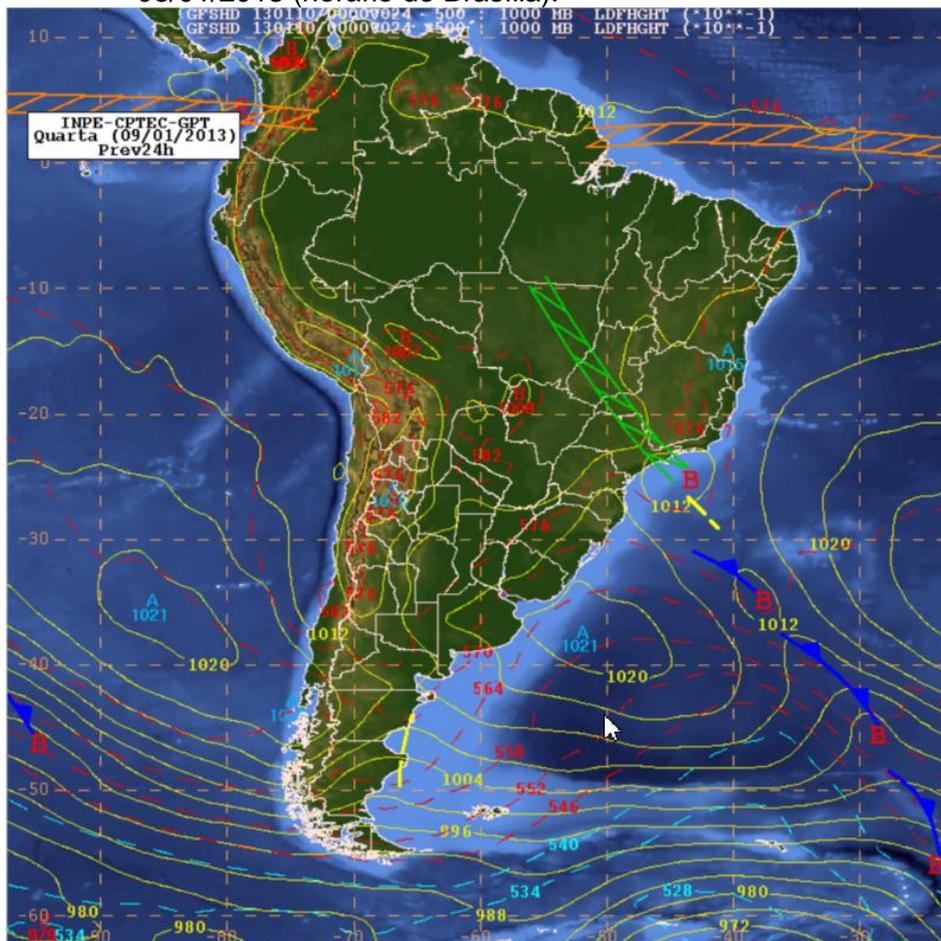
ocorreu a partir da noite do dia 10 até a madrugada seguinte, mas dentro de um quadro de chuvas acumuladas por um período de muitos dias anteriores aos deslizamentos. A equipe do Instituto Geológico – IG realizou vistoria técnica de caráter emergencial nos dias 12 e 13 de janeiro nas áreas indicadas pela Defesa Civil municipal, cumprindo o PPDC. Foram vistoriadas nove áreas e observou-se que os deslizamentos ocorreram em taludes de corte (IG-SMA, 2013). Dentre as áreas vistoriadas, quatro se localizam na bacia do córrego Piracuama.

Visando compreender o sistema meteorológico atuante nesta ocasião, foram levantados boletins e análises que descrevessem o evento. Para tanto, inicialmente, foram analisados os boletins técnicos do CPTEC que realizam análises sinóticas diárias (CPTEC/INPE, 2013a, 2013b e 2013c). Posteriormente, foram verificadas as informações disponíveis no boletim de Climanálise do mês de janeiro de 2013. Então, observou-se no Boletim de Eventos Extremos que relata sobre o evento de precipitação em 12 de janeiro, com informações referentes à atuação da ZCAS. Finalmente, realizou-se discussão sobre os dados observacionais, da estação automática do INMET.

4.1.3.1. Boletins meteorológicos

Conforme o Boletim Técnico (CPTEC/INPE, 2013a) referente à análise das 22h00 do dia 08 de janeiro de 2013 (00h00 GMT - 09/01/2013), havia previsão de formação de um canal de nebulosidade entre o sul da Amazônia e o Oceano Atlântico, encobrendo as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil (Figura 4.8). Isso indicou que a partir do final do dia 09 de janeiro, deveria ter início um episódio de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Com isso, havia previsão de instabilidade sobre parte destas regiões ao longo do dia e a intensificação da convergência poderia resultar em tempo severo em algumas localidades.

Figura 4.8 – Carta sinótica de previsão de 24 horas, elaborada às 22h00 de 08/01/2013 (horário de Brasília).



Carta sinótica de previsão de 24 horas, elaborada às 22h00 de 08/01/2013 (00h00 GMT - 09/01/2013), indicando a previsão de ZCAS desde a Amazônia até o Oceano Atlântico, encobrendo as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil (área em verde).

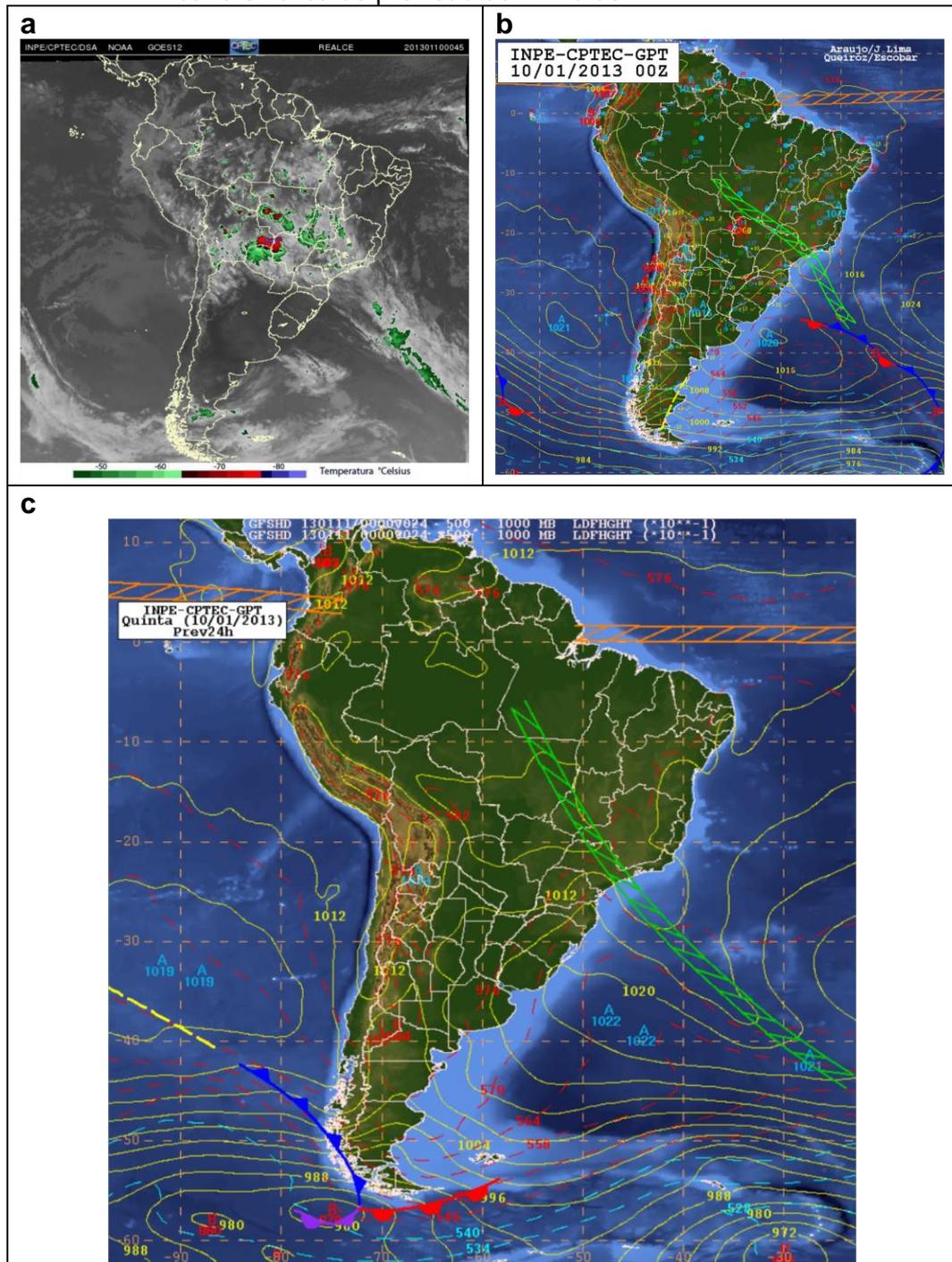
Fonte: CPTEC/INPE (2013a).

A previsão indicou ainda que no dia 10 de janeiro, um ciclone subtropical deveria se formar sobre o Oceano Atlântico a leste da costa de São Paulo. Esse sistema deveria intensificar a convergência de umidade, favorecendo a elevação de água precipitável, que associada à orografia, poderia resultar em volumes expressivos de chuva em regiões entre os estados do Rio de Janeiro, sul de Minas Gerais e São Paulo, incluindo a região de Campos do Jordão. Ou seja, no dia 09 de janeiro, já estava previsto que haveria chance de chuvas intensas, gerando acumulados significativos nas regiões citadas, devido à atuação da ZCAS.

A análise sinótica elaborada às 22h00 de 09 de janeiro de 2013 (00h00 GMT - 10/01/2013) indicou que havia padrão de circulação associado à ocorrência de ZCAS (CPTEC/INPE, 2013b). Até então, já haviam acumulados de precipitação na região em que havia sido previsto, incluindo o norte do estado de São Paulo e extremo Sul de Minas Gérias e a região de Campos do Jordão. As Figuras 4.9a e 4.9b expõe a zona de atuação da ZCAS.

A imagem realçada do satélite GOES 12 (Figura 4.9a) mostra a temperatura no topo das nuvens às 22h45 do dia 9 de janeiro de 2013 (00h45 GMT - 10/01/2013). A carta sinótica de superfície (Figura 4.9b) indica a área de atuação da ZCAS, representada em verde, às 22h00 de 09 de janeiro de 2013 (00h00 GMT - 10/01/2013). Este Boletim Técnico previu intensificação da ZCAS para o dia 10 de janeiro, devendo provocar chuva intensa e acumulados significativos, entre outras áreas, no sul de Minas Gerais e Vale do Paraíba paulista, região que inclui Campos do Jordão, com acumulados esperados superiores a 100 mm/24 horas. A carta sinótica de previsão de 24 horas manteve a presença de ZCAS em região que inclui Campos do Jordão (Figura 4.9c).

Figura 4.9 – Imagem realçada do satélite GOES 12, carta sinótica de superfície e carta sinótica de previsão de 24 horas.

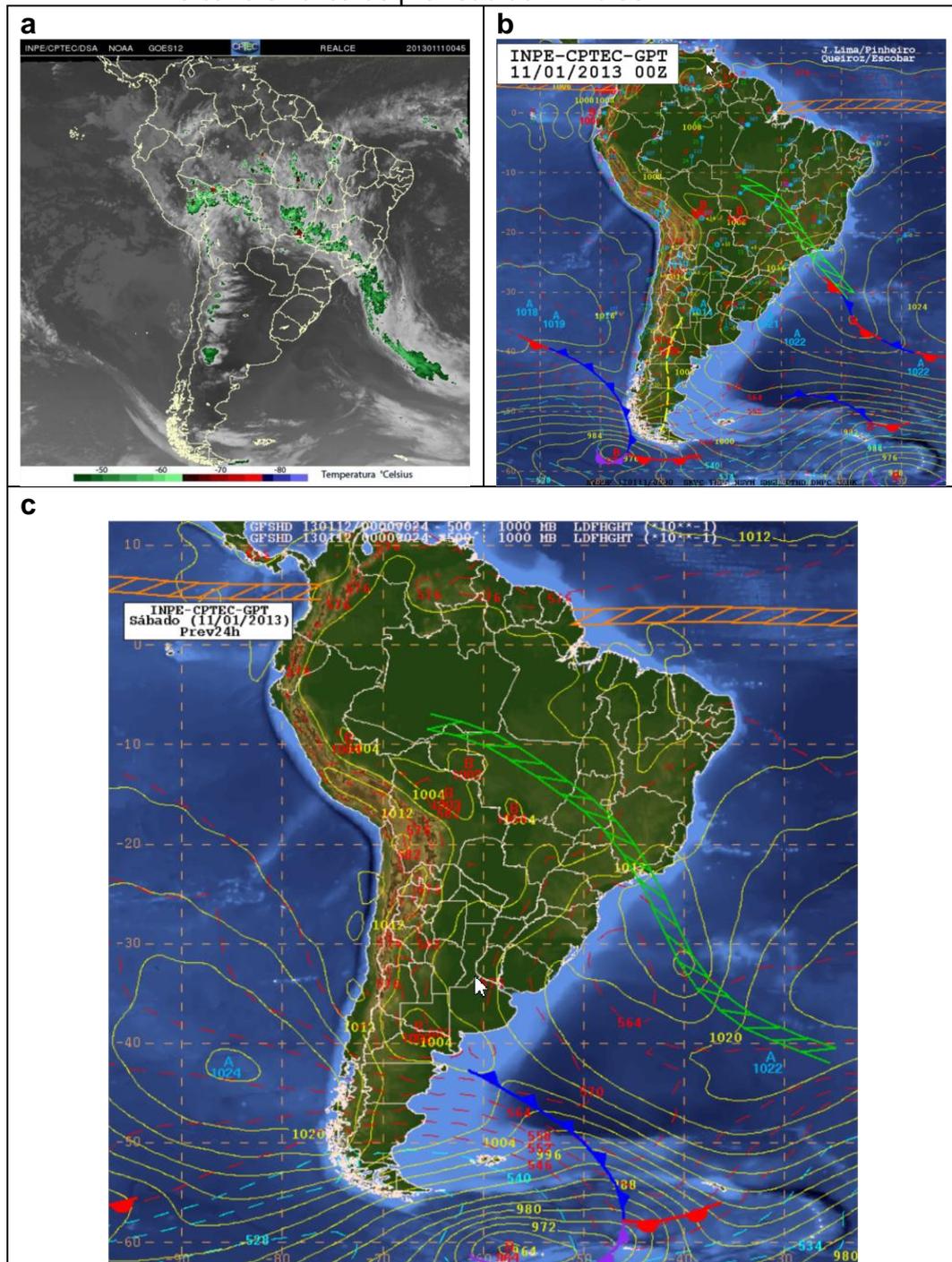


a) Imagem realçada do satélite GOES 12 às 22h45 de 09 de janeiro de 2013 (00h45GMT - 10/01/2013); b) Carta sinótica de superfície às 22h00 de 09 de janeiro de 2013 (00h00 GMT - 10/01/2013), indicando atuação de ZCAS (verde). c) Carta sinótica de previsão de 24 horas, indicando a manutenção da ZCAS (verde).

Fonte: CPTEC/INPE (2013b).

Conforme a análise sinótica das 22h00 de 10 de janeiro de 2013 (00h00 GMT - 11/01/2013), havia padrão de circulação típico de verão associado à ZCAS com convecção sobre o Sudeste, outras regiões no centro do país (CPTEC/INPE, 2013c). A imagem realçada do satélite GOES 12 (Figura 4.10a) mostra a temperatura no topo das nuvens às 22h45 do dia 10 de janeiro de 2013 (00h45 GMT - 11/01/2013). A análise da carta sinótica de superfície das 22h00 de 10 de janeiro de 2013 (00h00 GMT - 11/01/2013) indica a manutenção da ZCAS, acoplada a sistema frontal com características subtropicais, que se estendia sobre o Oceano Atlântico, adquirindo características de sistema frontal estacionário sobre o oceano (Figura 4.10b). Foram citados elevados acumulados de precipitação na madrugada anterior com valores superiores a 100 mm/24 horas. A previsão meteorológica apontou a permanência da atuação da ZCAS ao menos até o dia 13 de janeiro de 2013 (Figura 4.10c).

Figura 4.10 – Imagem realçada do satélite GOES 12, carta sinótica de superfície e carta sinótica de previsão de 24 horas.



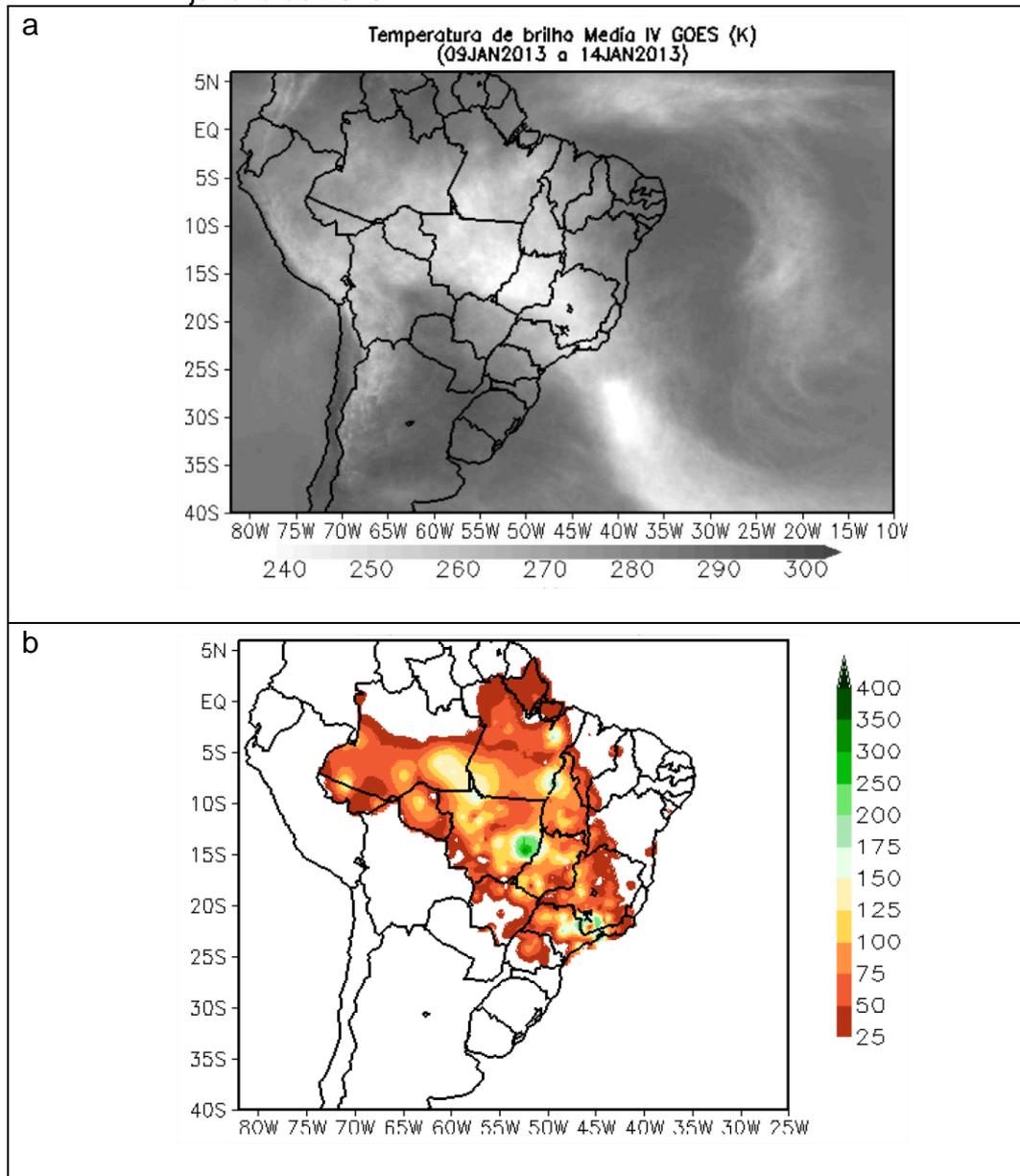
a) Imagem realçada do satélite GOES 12 às 22h45 de 10 de janeiro de 2013 (00h45 GMT - 11/01/2013); b) Carta sinótica de superfície às 22h00 de 10 de janeiro de 2013 (00h00 GMT - 11/01/2013), indicando atuação de ZCAS (verde). c) Carta sinótica de previsão de 24 horas, indicando a manutenção da ZCAS (verde).

Fonte: CPTEC/INPE (2013c).

4.1.3.2. Boletim Climanálise

Segundo o Boletim Climanálise (2013), ocorreram três episódios de ZCAS no mês de janeiro de 2013, sendo que o primeiro episódio se configurou entre os dias 09 e 14 de janeiro, incluindo o período dos eventos de deslizamento estudado na presente pesquisa. A banda de nebulosidade teve atuação predominante sobre a parte central das regiões Sudeste e Centro-Oeste (Figura 4.11a). Os maiores acumulados estimados encontram-se nesta região, sendo que o município de Campos do Jordão teve estimativa de precipitação acumulada entre 150 mm e 175 mm, neste período (Figura 4.11b). Houve ainda atuação de massa de ar frio, reduzindo a temperatura em Campos do Jordão entre os dias 10 e 11 de janeiro. No dia 10, o município registrou a temperatura mínima de 14,5°C e no dia 11, registrou 7,7°C de mínima.

Figura 4.11 – Área de nebulosidade e precipitação acumulada relacionada à atuação de ZCAS sobre Centro-Oeste e Sudeste entre 09 e 14 de janeiro de 2013.



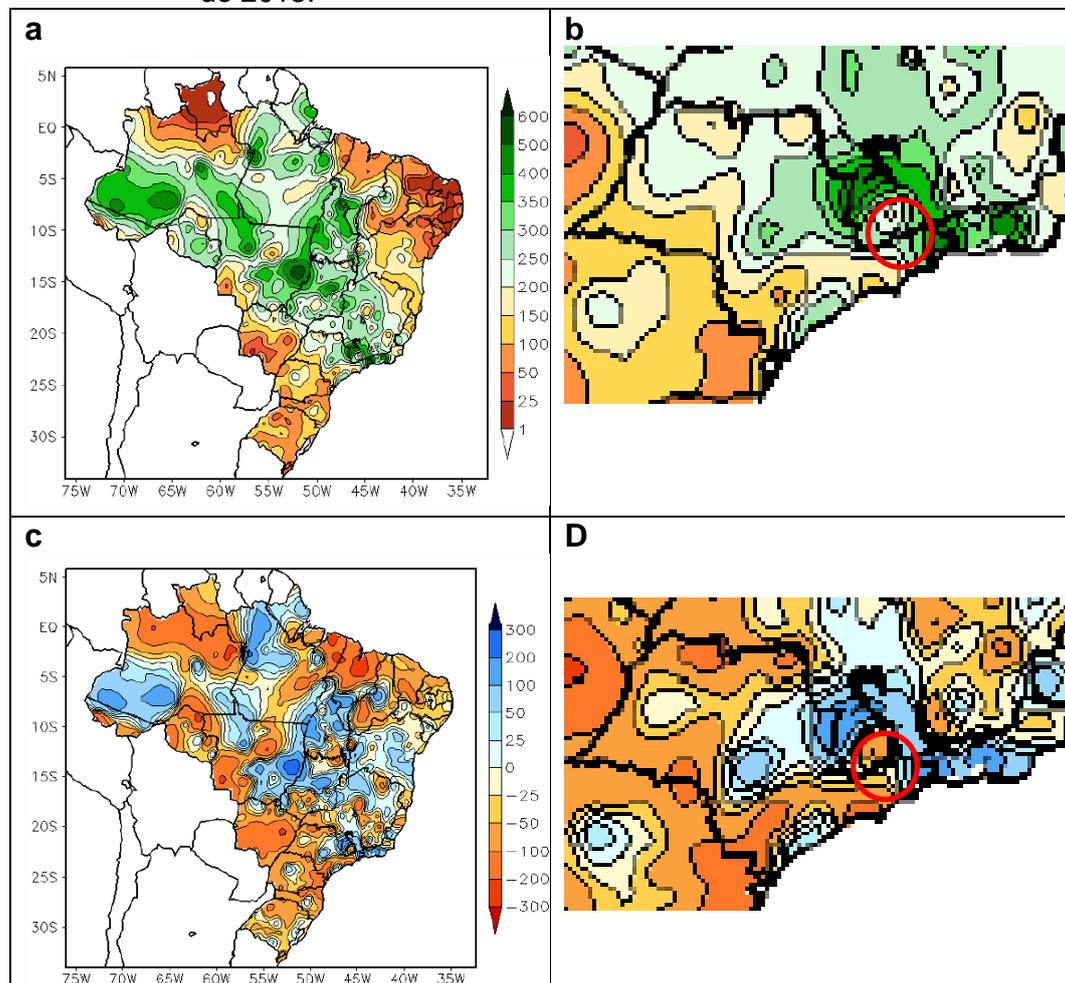
a) Imagem do satélite meteorológico GOES indicando presença de banda de nebulosidade entre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil; e b) estimativa de precipitação acumulada com maiores acumulados no sudeste do Mato Grosso e na região de Campos do Jordão, ou seja, limite entre o sul de Minas Gerais e leste de São Paulo. Dados do período de 09 a 14 de janeiro de 2013.

Fonte: Climanálise (2013).

A precipitação estimada para o mês de janeiro pode ser observada nas Figuras 4.12a até 4.12d. A Figura 4.12a apresenta a precipitação total para o mês de janeiro de 2013 no Brasil e foi dado destaque ao estado de São

Paulo e região de Campos do Jordão na Figura 4.12b. A Figura 4.12c apresenta a anomalia de precipitação para o mês no país. Foi ampliada a imagem para ilustrar com mais nitidez o estado de São Paulo e a região de Campos do Jordão, conforme pode ser observado na Figura 4.12d (CLIMANÁLISE, 2013).

Figura 4.12 - Precipitação total e anomalia de precipitação (em mm) para janeiro de 2013.



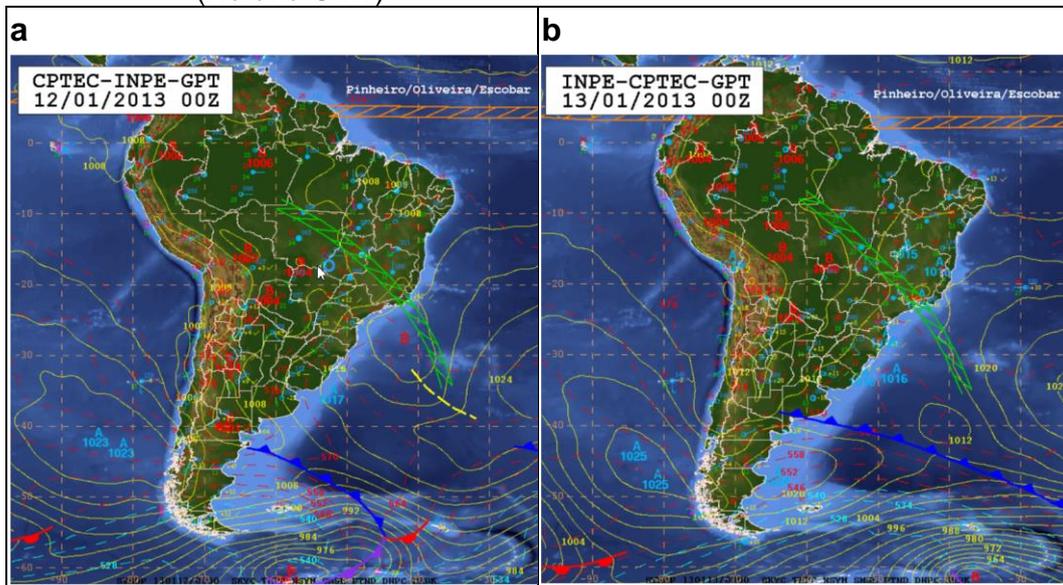
a) Precipitação total (em mm) para janeiro de 2013 no Brasil; b) Destaque da precipitação total no estado de São Paulo e região de Campos do Jordão (vermelho); c) Anomalia de precipitação (em mm) para janeiro de 2013 no Brasil; d) Destaque da anomalia de precipitação no estado de São Paulo e região de Campos do Jordão (vermelho);

Fonte: Climanálise (2013).

4.1.3.3. Boletim de Eventos Extremos

Conforme relatado no Boletim de Evento Extremos do CPTEC/INPE (2013d), houve atuação de uma área de baixa pressão em altitudes médias e altas, associada ao alto calor e umidade do ar elevada, resultando na formação de nuvens convectivas, grande número de descargas elétricas e ventos fortes gerando elevados índices pluviométricos no dia 12 de janeiro de 2013, sobre áreas de São Paulo e sul de MG. Este evento não estava mais associado diretamente a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), pois esse sistema estava localizado mais a norte de São Paulo, entre o estado do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo. No dia seguinte, dia 13, houve continuidade nos registros de raios, retornando à atuação da ZCAS nas regiões norte do estado de São Paulo e Vale do Paraíba Paulista, com o deslocamento da ZCAS para sul (Figuras 4.13a e 4.13b).

Figura 4.13 – Carta sinótica de superfície dos dias 12 e 13 de janeiro de 2013 (Horário GMT).



a) Carta sinótica de superfície às 22h00 de 11 de janeiro de 2013 (00h00 GMT - 12/01/2013); b) Carta sinótica de superfície às 22h00 de 12 de janeiro de 2013 (00h00 GMT - 13/01/2013), indicando deslocamento da ZCAS para o sul (verde).

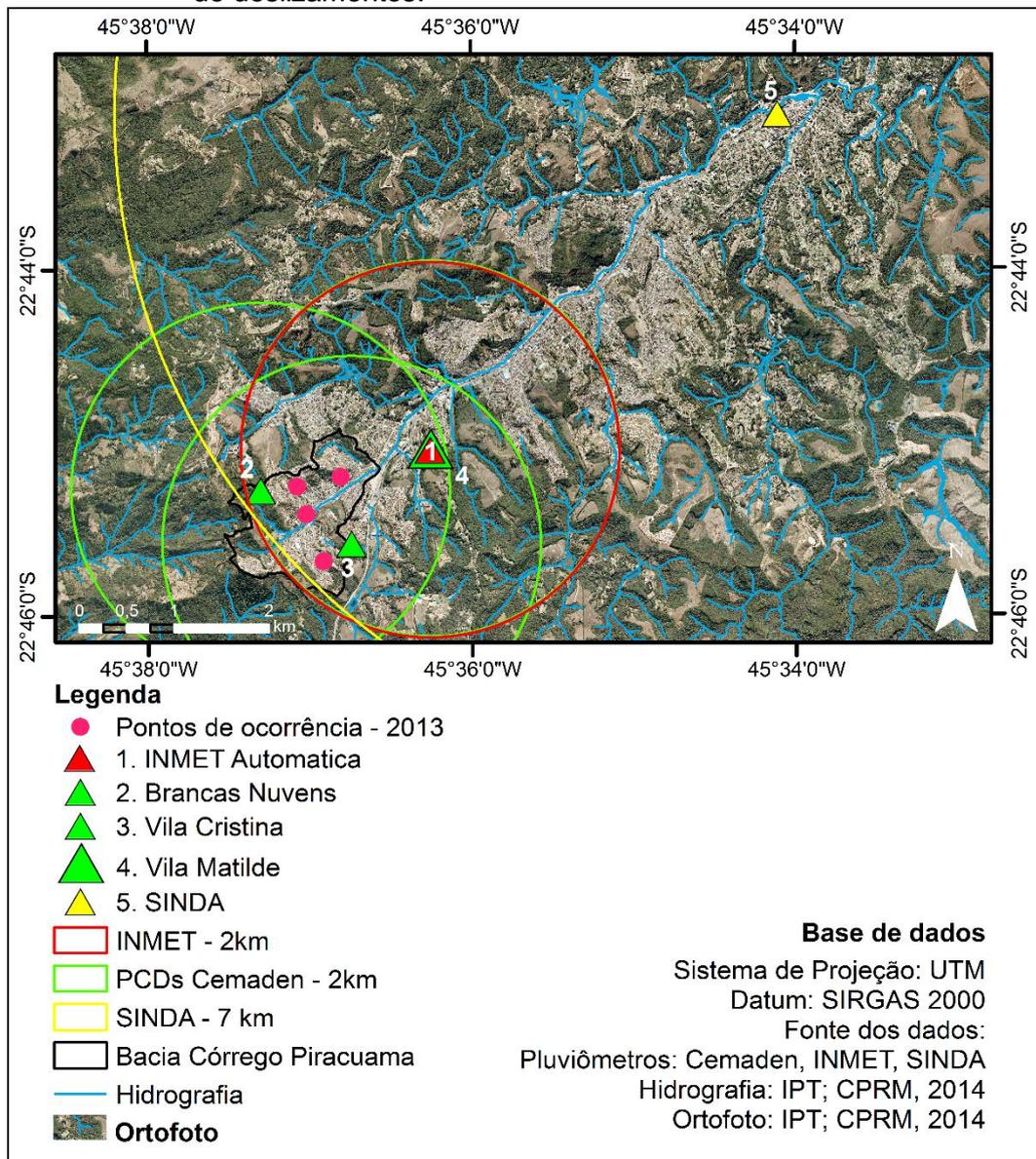
Fonte: CPTEC/INPE (2013d).

4.1.3.4. Dados observacionais

Haviam três pluviômetros ativos em Campos do Jordão no evento de 10 de janeiro de 2013: a) estação automática do INMET, com dados horários; b) estação convencional do INMET, com registro de dados diários; c) estação automática do Projeto SINDA/INPE, com dados registrados a cada três horas. As estações do Cemaden ainda não haviam sido instaladas nesta data. Em relação à escolha de dados pluviométricos referentes ao evento de janeiro de 2013, aplicados nos modelos de estabilidade de encosta, optou-se por utilizar os dados da estação automática do INMET, uma vez que esta tem registro de dados horários, diferente da estação convencional.

Quando comparados os dados da estação automática do INMET com a estação automática do SINDA/INPE, a estação do INMET se localiza a cerca de 2 km da área de estudo, já a estação do SINDA/INPE está a 7 km de distância, o que, para uma região serrana pode influenciar significativamente (Figura 4.14). Em paralelo a isto, há falha de dados na série do SINDA/INPE, o que resultaria em erro na análise. Com isso, optou-se por fazer uma análise mais detalhada dos dados observacionais apenas da estação automática do INMET.

Figura 4.14 – Localização das estações automáticas ativas em janeiro de 2013 em relação à bacia do córrego Piracuama e os pontos de ocorrência de deslizamentos.



Espacialização das estações automáticas ativas em janeiro de 2013, bacia do córrego Piracuama e os pontos de ocorrência de deslizamentos.

Fonte: Estações pluviométricas: INMET (2017); SINDA/INPE (s/d); Ortofoto e hidrografia: IPT e CPRM (2014).

A estação automática do INMET registrou 365 mm em 30 dias (entre 12 de dezembro e 10 de janeiro), sendo que o maior acumulado de precipitação registrada foi de 72 mm em 24 horas, no dia 10 de janeiro (conforme abordado no item 3.3.2.2), dia em que ocorreram os deslizamentos. Deste, 137 mm foram registrados, entre os dias 4 e 10 de janeiro (período de 7 dias), com os seguintes acumulados diários: 18 mm, 2 mm, 5 mm, 0 mm,

10 mm, 72 mm. Ressalta-se que nessa estação, os dados são atualizados de hora em hora. A precipitação mais intensa ocorreu na noite de 10 de janeiro, quando iniciaram os deslizamentos.

Ahrend e Zuquette (2003) analisaram 23 anos de dados de chuva em Campos do Jordão e sua relação com movimentos de massa. Identificaram que processos de movimentos de massa mais comum no município é o deslizamento planar raso. A maioria dos eventos ocorreu a uma declividade superior a 30°. Sobre a precipitação, os autores concluíram que a distribuição temporal de precipitação é um gatilho mais importante para causar deslizamento do que o volume de precipitação acumulada.

4.2. Análise de estabilidade de encosta: bacia do córrego Piracuama

Diante dos frequentes eventos de deslizamentos, entende-se a importância de realizar pesquisas para aplicação de metodologias de análise de estabilidade de encosta. Na seção 3.3.1 do Capítulo 3, foram gerados três cenários de estabilidade de encosta com base na variação da profundidade do solo, de sua coesão e do ângulo de atrito interno, por meio do modelo SHALSTAB. Como forma de validação dos resultados, estes cenários foram comparados com o mapa de suscetibilidade previamente produzido pelo IPT e CPRM (2014) e o mapa de risco elaborado pelo IG-SMA (2014), para o município de Campos do Jordão – SP, conforme Prieto et al. (2017).

4.2.1. Cenários de estabilidade de encosta: SHALSTAB

A comparação entre os cenários indicou que a estabilidade de encosta se altera de acordo com a variação da profundidade do solo. Os cenários 1 e 2 foram gerados com mesmos valores de coesão (1,0 kPa) e ângulo de atrito (30°), variando apenas a profundidade do solo (cenário 1: 0,5 m; cenário 2: 1,0 m).

A análise de casos passados mostra que a superfície de ruptura das encostas em Campos do Jordão ocorre a uma profundidade de aproximadamente 1,5 metro (MENDES; VALÉRIO FILHO, 2015). Deste modo, foi gerado o cenário 3, composto por parâmetros ligeiramente mais

elevados de coesão (2,0 kPa) e atrito (33°), coerentes com o que se observa no ambiente natural (AHRENDT, 2005).

Ao analisar a área de cada classe de estabilidade de encosta para os três cenários, observou-se que os resultados dos cenários 2 e 3 foram semelhantes, porém o cenário 1 diferiu dos demais (Tabela 4.5).

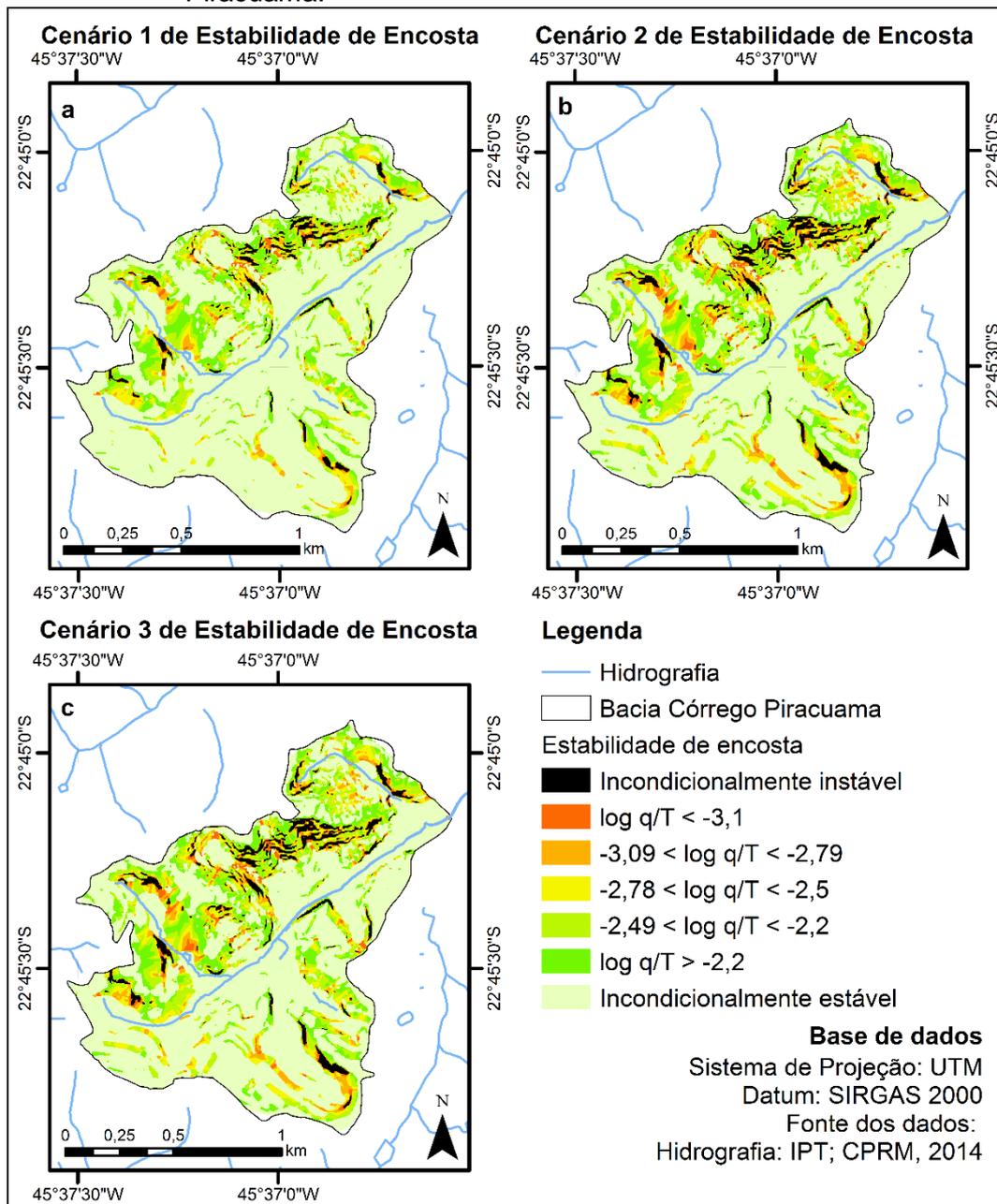
Tabela 4.5 - Comparação da área de cada classe de estabilidade para os cenários 1, 2 e 3.

Classes		Cenário 1 Área (ha)	Cenário 2 Área (ha)	Cenário 3 Área (ha)
Classe 1	Incondicionalmente instável	4,16	6,56	6,85
Classe 2	$\log q/T < -3.1$	1,94	3,59	3,45
Classe 3	$-3.09 < \log q/T < -2.79$	3,69	6,38	6,06
Classe 4	$-2.78 < \log q/T < -2.5$	8,60	12,48	11,78
Classe 5	$-2.49 < \log q/T < -2.2$	13,96	18,22	17,21
Classe 6	$\log q/T > -2.2$	13,79	15,78	15,04
Classe 7	Incondicionalmente estável	109,86	92,96	95,57

Fonte: Prieto et al. (2017).

É possível observar no mapa (Figura 4.15a), que, em comparação com os demais cenários (Figuras 4.15b e 4.15c), o cenário 1 apresentou menos áreas de grande instabilidade. Ao se comparar os cenários 2 e 3, observou-se que há maior semelhança entre eles (Figuras 4.15b e 4.15c).

Figura 4.15 – Cenários 1, 2 e 3 de estabilidade de encosta para a bacia do córrego Piracuama.



Cenários de estabilidade de encosta gerados para a bacia do córrego Piracuama variado a profundidade do solo e os parâmetros geotécnicos.

Fonte: Prieto et al. (2017).

4.2.2. Comparação entre os cenários de estabilidade de encosta com o Mapeamento de Suscetibilidade

Em seguida, foi realizada a comparação entre os resultados do mapeamento de estabilidade de encosta gerados pelo modelo SHALSTAB

(cenários 1, 2 e 3) com o mapa de suscetibilidade por meio de dados numéricos, conforme Tabela 4.6. Novamente o cenário 1 apresentou-se discrepante dos demais, concentrando maior concordância entre as classes de estabilidade de encosta com a classe de média suscetibilidade a deslizamentos. A classe de suscetibilidade baixa, teve similaridade apenas com a classe incondicionalmente estável. Por fim, a classe de suscetibilidade alta englobou duas classes de maior instabilidade resultante do modelo.

Tabela 4.6 - Comparação entre os cenários de estabilidade de encosta gerados pelo SHALSTAB e os dados do mapeamento de suscetibilidade.

ESTABILIDADE X SUSCETIBILIDADE									
Parâmetros	Cenário 1			Cenário 2			Cenário 3		
	P = 0,5m; C = 1,0 kPa; $\phi = 30^\circ$			P = 1,0m; C = 1,0kPa; $\phi = 30^\circ$			P = 1,5; C = 2,0kPa; $\phi = 33^\circ$		
Suscetibilidade	Baixa	Média	Alta	Baixa	Média	Alta	Baixa	Média	Alta
Classes	%			%			%		
Classe 1	26,68	23,56	49,52	28,20	25,61	46,04	28,18	26,28	45,55
Classe 2	26,29	35,57	38,14	28,41	41,23	30,36	28,70	40,29	31,01
Classe 3	33,33	38,75	27,91	39,18	39,66	21,16	39,11	39,27	21,78
Classe 4	37,21	42,21	20,47	43,19	42,55	14,26	42,28	43,12	14,52
Classe 5	36,82	44,27	18,84	44,84	42,43	12,62	43,99	42,88	13,02
Classe 6	42,42	43,44	14,07	50,38	40,87	8,56	49,47	41,56	8,78
Classe 7	78,35	19,64	1,86	81,96	16,47	1,41	81,41	16,95	1,48

P = Profundidade; C = Coesão; ϕ = Ângulo de Atrito.

Fonte: Dados do mapeamento de suscetibilidade: IPT e CPRM (2014); parâmetros geotécnicos: Ahrendt (2005); Mendes e Valério Filho (2015).

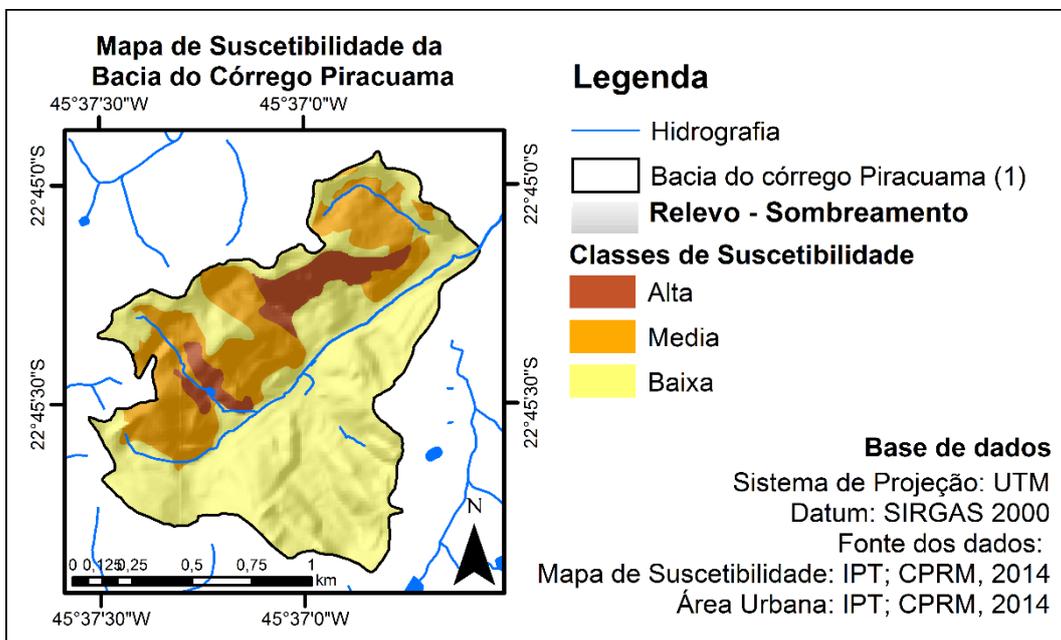
Ao se comparar os cenários 2 e 3, observou-se que há maior semelhança entre eles (Tabela 4.6). Há uma sutil variação da classe 4 do modelo de estabilidade em comparação com as áreas de suscetibilidade média, em que o cenário 3 respondeu de maneira mais adequada. Desse modo, esse cenário foi escolhido para as comparações com os mapeamentos de suscetibilidade, risco e com as áreas urbanas.

Ainda, o cenário 3 mostra o melhor resultado, uma vez que as classes de estabilidade de encosta ficaram melhor distribuídas em relação às classes de suscetibilidade previamente mapeadas. Observa-se que 45.5% da

classe 1 de estabilidade, aquela que o modelo indica como classes incondicionalmente instável, é correspondente à classe de alta suscetibilidade. No que se refere às classes 2, 3 e 4 de estabilidade, estas foram representadas de forma mais significativa pela classe de suscetibilidade média. As classes 5, 6 e 7 de estabilidade, por sua vez, foram mais semelhantes com a classe de baixa suscetibilidade (Tabela 4.6).

A Figura 4.16 ilustra as classes de suscetibilidade na bacia do córrego Piracuama, visando auxiliar a interpretação da figura subsequente que traz a comparação destas classes com os resultados do cenário 3 de estabilidade de encosta obtidos pelo modelo SHALSTAB.

Figura 4.16 – Mapa de suscetibilidade da bacia do córrego Piracuama.



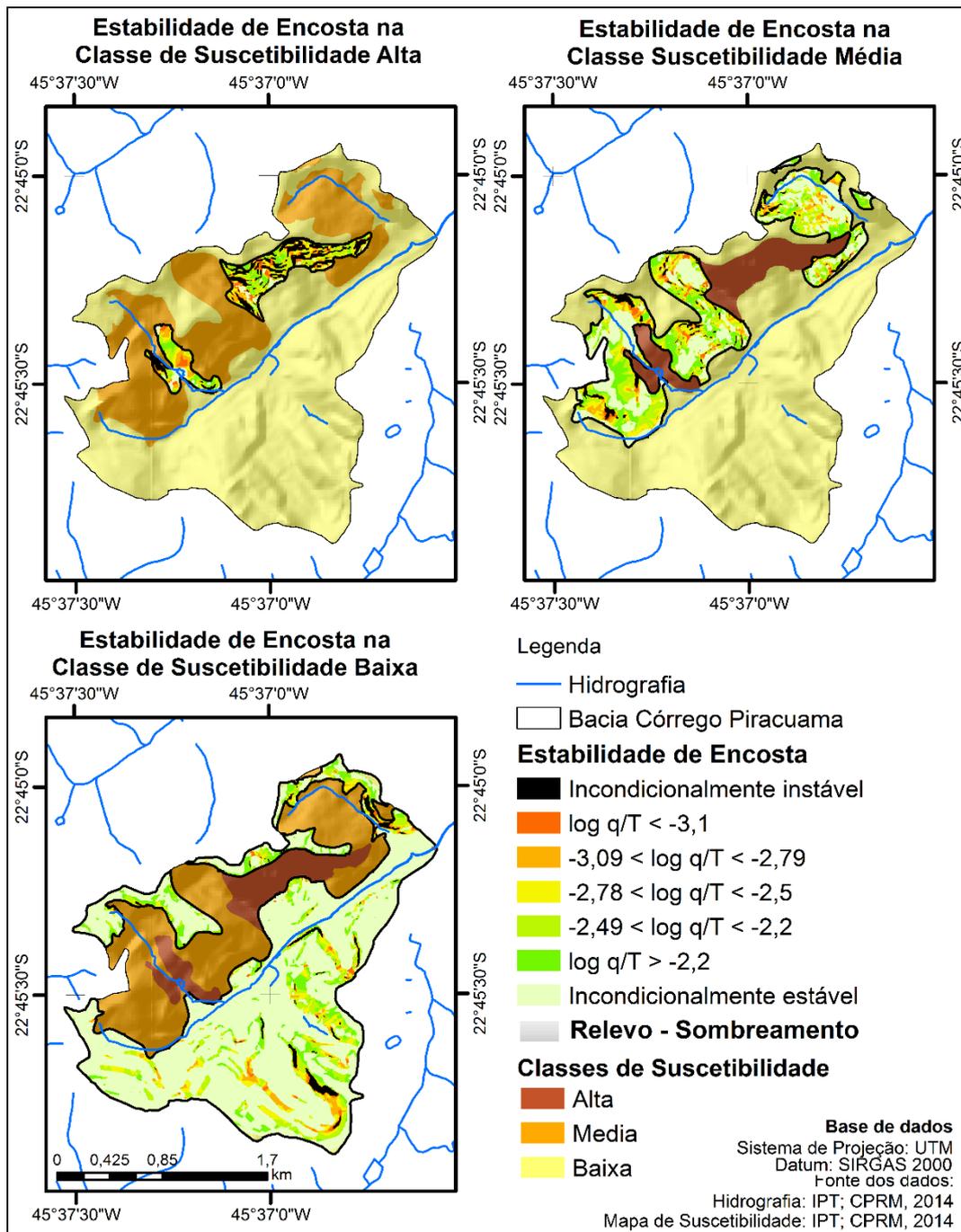
Mapa de suscetibilidade da bacia do córrego Piracuama, com sobreposição do relevo sombreado e hidrografia.

Fonte: Suscetibilidade, relevo e hidrografia: IPT e CPRM (2014).

As Figuras 4.17a, 4.17b e 4.17c apresentam o resultado das sete classes de estabilidade de encosta gerados pelo modelo na área correspondente à classe de suscetibilidade (IPT; CPRM, 2014) a ser comparada. A Figura 4.17a destaca o resultado do cenário 3 para a área mapeada como de suscetibilidade alta, indicando coerência com o mapeamento de

estabilidade, pois, em especial na porção norte, onde concentram-se as áreas de maior instabilidade e onde se localiza a Vila Albertina. A classe de suscetibilidade média apresenta distribuição de variadas classes de estabilidade, produto do cenário 3 analisado (Figura 4.17b). A classe de suscetibilidade baixa apresenta predominantemente as classes 5, 6 e 7 de estabilidade de encosta, gerada pelo SHALSTAB (Figura 4.17c).

Figura 4.17 – Comparação entre o cenário 3 gerado pelo modelo SHALSTAB com as classes de suscetibilidade.



Comparação dos resultados gerados pelo modelo SHALSTAB com as classes de estabilidade de encosta com os dados do mapeamento de suscetibilidade.

Fonte: Estabilidade de encosta: Prieto et al. (2017); Suscetibilidade: IPT e CPRM (2014).

4.2.3. Comparação entre os cenários de estabilidade de encosta com o Mapeamento de Risco

Em seguida, fez-se a comparação entre os cenários gerados pelo modelo de estabilidade com o mapeamento de risco (IG-SMA, 2014). Nesse caso, observou-se divergência entre as classes dos diferentes mapeamentos.

O cenário 1 concentrou seis das sete classes de estabilidade na classe de risco muito alto (Tabela 4.7). Os cenários 2 e 3, por sua vez, geraram resultados muito semelhantes entre si. Porém, as classes 1, 2 e 3 de estabilidade tiveram correspondência com a classe de risco muito alto e as classes de 4 a 7 foram equivalentes à classe de risco médio. Não houve correlação entre as classes de estabilidade de nenhum dos cenários com as classes de risco baixo e alto.

Tabela 4.7 – Comparação entre os cenários de estabilidade de encosta gerados pelo SHALSTAB e os dados do mapeamento de risco.

ESTABILIDADE X RISCO												
Parâmetros	Cenário 1				Cenário 2				Cenário 3			
	P = 0,5m; C = 1,0 kPa; $\phi = 30^\circ$				P = 1,0m; C = 1,0kPa; $\phi = 30^\circ$				P = 1,5; C = 2,0kPa; $\phi = 33^\circ$			
Risco	Baixo	Médio	Alto	M. Alto	Baixo	Médio	Alto	M. Alto	Baixo	Médio	Alto	M. Alto
Classes	%				%				%			
Classe 1	5,43	10,41	3,62	81,00	5,36	12,50	3,57	79,27	5,46	12,93	3,45	78,45
Classe 2	7,62	26,67	1,90	63,81	6,00	36,67	2,00	54,67	6,25	36,81	2,08	54,17
Classe 3	7,63	36,44	1,69	55,08	9,58	43,71	1,20	44,91	11,95	44,03	0,63	45,91
Classe 4	6,85	41,13	2,02	48,79	8,83	50,16	1,58	39,43	8,97	49,83	1,66	39,87
Classe 5	10,00	40,26	3,33	46,41	13,93	43,84	4,11	37,90	13,60	44,15	4,30	38,19
Classe 6	12,53	40,73	5,48	41,25	16,13	45,97	5,91	31,99	16,30	45,03	5,80	32,60
Classe 7	21,37	58,89	2,71	0,54	22,57	59,14	2,31	16,14	22,27	59,29	2,30	16,28

P = Profundidade; C = Coesão; ϕ = Ângulo de Atrito.

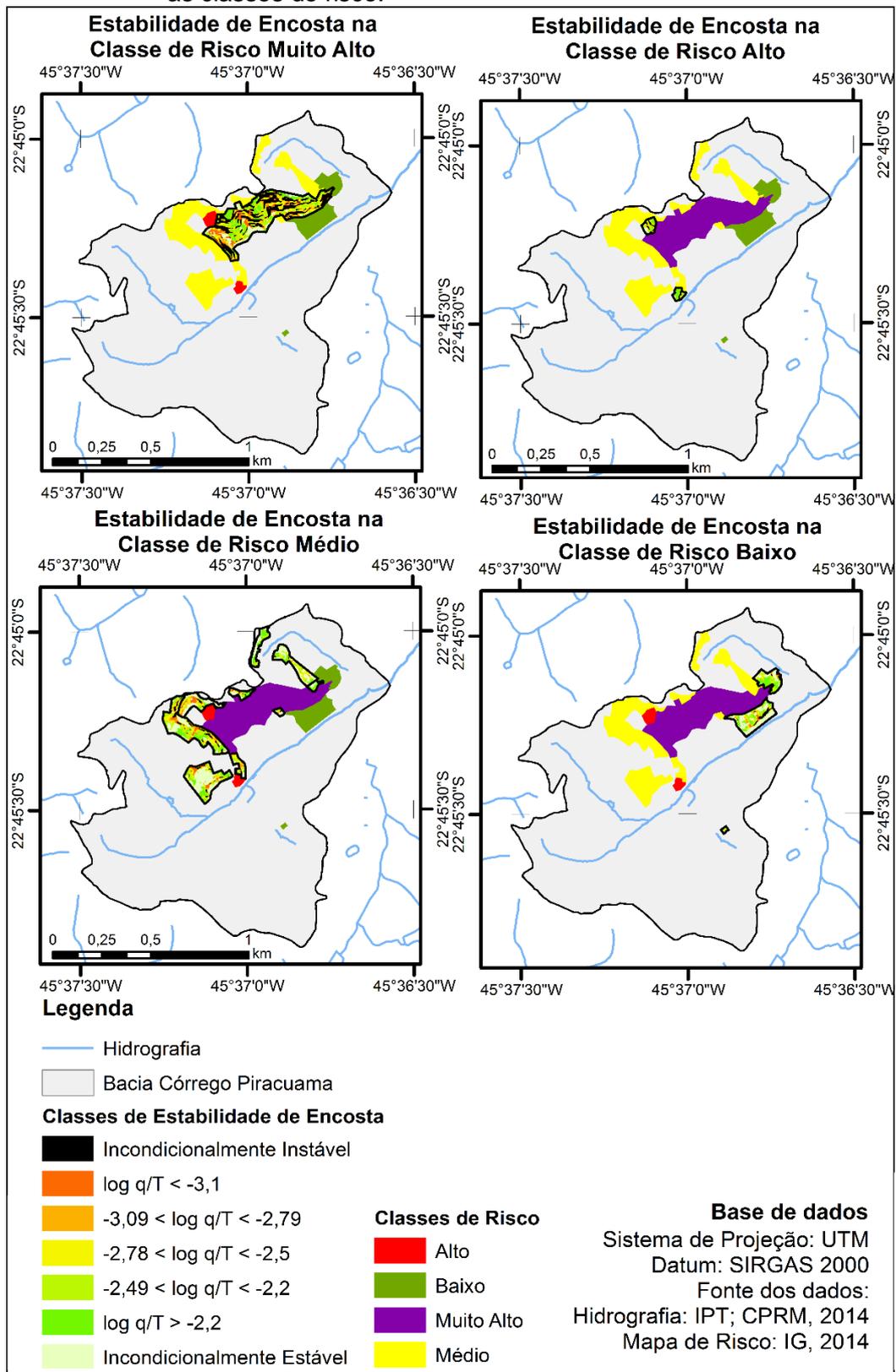
Fonte: Dados do mapeamento de risco: IG-SMA (2014); parâmetros geotécnicos: Ahrendt (2005); Mendes e Valério Filho (2015).

Entende-se que a falta de correspondência entre as classes de estabilidade e as classes de risco alto e baixo se deve pela diferença da metodologia aplicada. O mapeamento de risco de escala local, foi realizado em campo, com levantamento dos indicativos de perigo, vulnerabilidade, fatores de indução e dano potencial, tomando como base a declividade, a inclinação dos taludes, o perfil geotécnico, a drenagem, a vegetação, as feições de instabilidade, as intervenções antrópicas, o histórico de ocorrências, e as

características das moradias (IG-SMA, 2014; SANTORO et al., 2015). O mapeamento de estabilidade de encosta, gerado nesta pesquisa, identificou-se apenas as áreas fonte, de acordo com as características topográficas e geotécnicas, sem considerar os demais fatores.

Porém, ao observar a distribuição espacial do mapeamento de estabilidade gerado pelo modelo SHALSTAB nas áreas de risco mapeadas (IG-SMA, 2014), nota-se que a classe mapeada com grau de risco muito alto foi condizente com a as áreas identificadas como aquelas de maior instabilidade, conforme pode ser observado na Figura 4.18a.

Figura 4.18 - Comparação entre o Cenário 3 gerado pelo modelo SHALSTAB com as classes de risco.



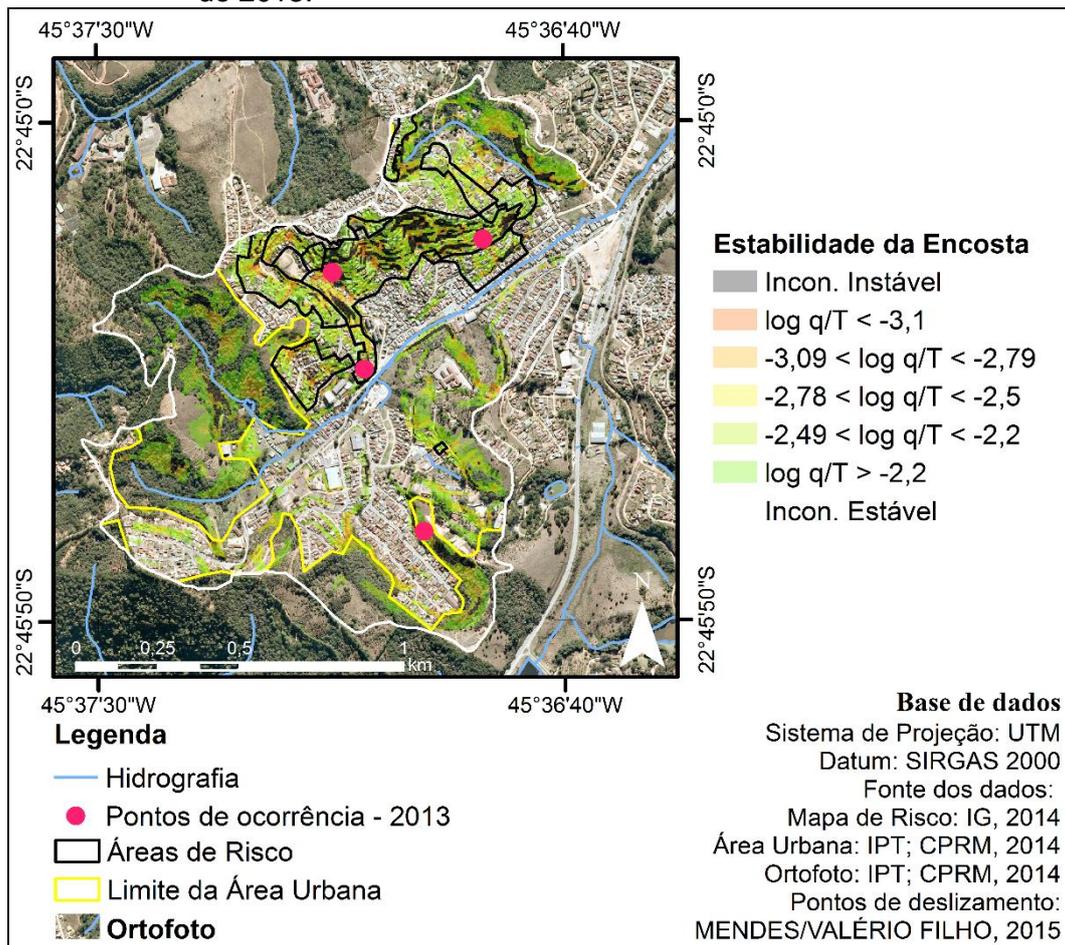
Comparação dos resultados gerados pelo modelo SHALSTAB com os dados do mapeamento de risco.

Fonte: Prieto et al. (2017).

A área de risco muito alto tem a maior concentração de áreas instáveis em comparação com as áreas de risco, alto, médio e baixo (Figuras 4.18b, 4.18c e 4.18d). Dessa forma, destaca-se novamente a região da Vila Albertina, como área de maior instabilidade, sendo esta também mapeadas com grau de risco muito alto (IG-SMA, 2014).

Observa-se na Figura 4.19 que as demais áreas com elevada instabilidade, localizadas na região oeste e sul da bacia do córrego Piracuama não tem ocupação urbana. Com isso, essas áreas não constam no mapeamento de risco (IG-SMA, 2014), uma vez que não há população exposta. Essa informação é relevante para o planejamento urbano, indicando que estas não são áreas favoráveis à expansão urbana.

Figura 4.19 - Cenário 3 com delimitação da área urbana, espacialização das áreas de risco, localização das ocorrências de deslizamentos em janeiro de 2013.



Associação do Cenário 3 delimitado apenas para área urbana, espacialização das áreas de risco, localização das ocorrências de deslizamentos em janeiro de 2013.

Fonte: Prieto et al. (2017).

A ocorrência de quatro deslizamentos em 2013 nas áreas consideradas mais instáveis, também corrobora com a adequada aplicabilidade do modelo para fins de mapeamento de instabilidade de encostas.

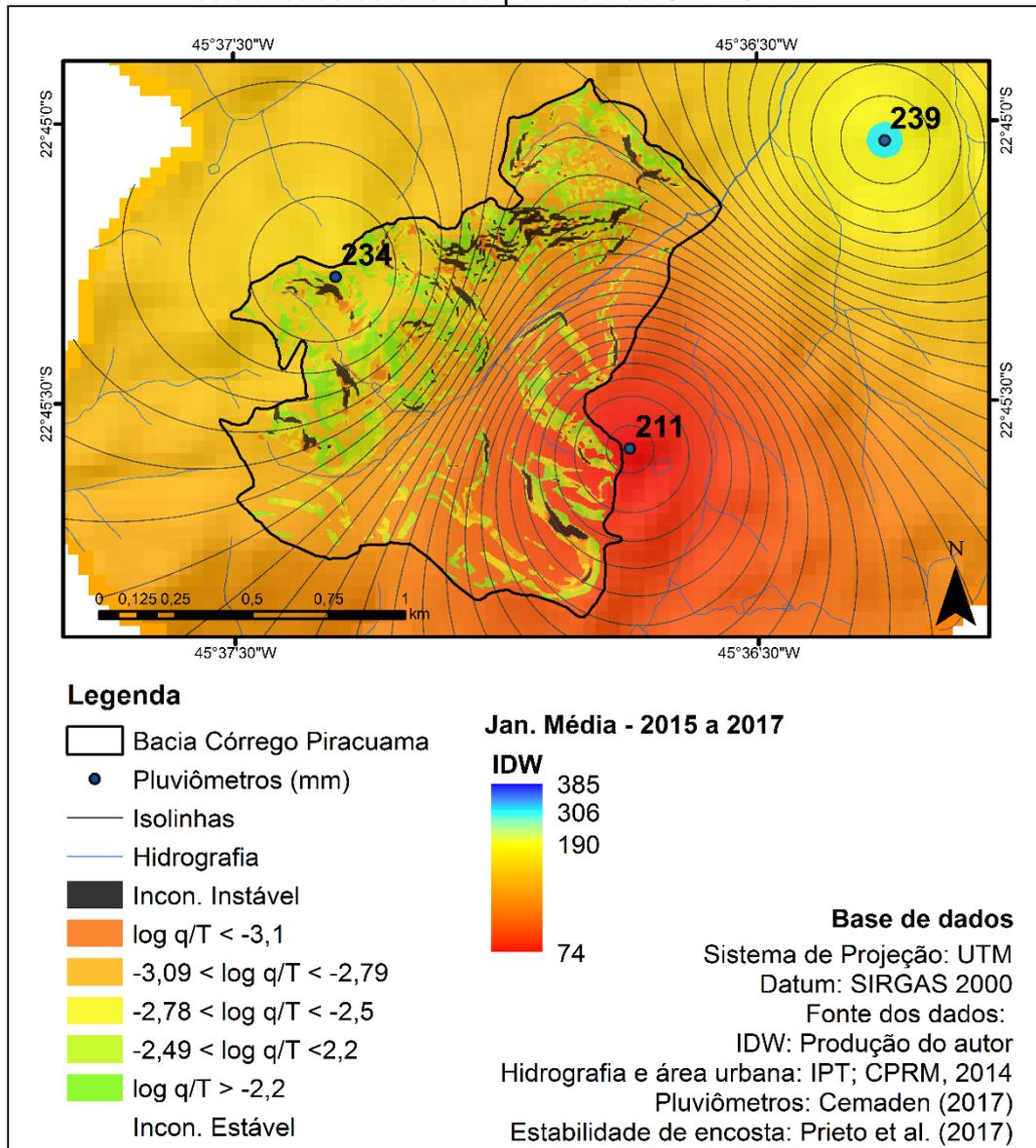
Foram espacializados os pontos de deslizamentos que ocorreram em janeiro de 2013 em Campos do Jordão. Dos oito deslizamentos registrados nesse período, quatro ocorreram na bacia em questão. Os quatro eventos ocorreram entre os dias 10 e 11 de janeiro, quando foi registrado o acumulado de precipitação de 51,8 mm/24h, 52 mm/48h e 62,4 mm/72h. A taxa horária máxima foi de 14 mm/h. Desse modo, entende-se que a precipitação acumulada em 24 horas foi a mais significativa para este

evento, já que não havia elevados acumulados em 48 horas, bem como a taxa de precipitação instantânea máxima não foi elevada.

A espacialização dos pontos de deslizamentos registrados em janeiro de 2013 (MENDES; VALÉRIO FILHO, 2015) indica que os deslizamentos ocorreram em áreas de maior instabilidade (Figura 4.19). Tal constatação corrobora com a metodologia aplicada no presente estudo é adequada para identificação das encostas com maior instabilidade (PRIETO et al., 2017).

Ao comparar os resultados da média de precipitação no mês de janeiro dos anos de 2015 a 2017 com o cenário 3 de estabilidade de encosta (Figura 4.20), observa-se que a porção noroeste da bacia do córrego Piracuama apresenta os maiores valores de precipitação para o período (até 240 mm/mês), e esta também é a região que apresenta áreas mais instáveis, bem como as maiores altitudes (Figura 4.5) e as maiores declividades (Figura 3.6).

Figura 4.20 – Correlação da variabilidade espacial da chuva média no mês de janeiro dos anos de 2015 a 2017 e resultado da análise de estabilidade de encosta por meio do SHALSTAB.

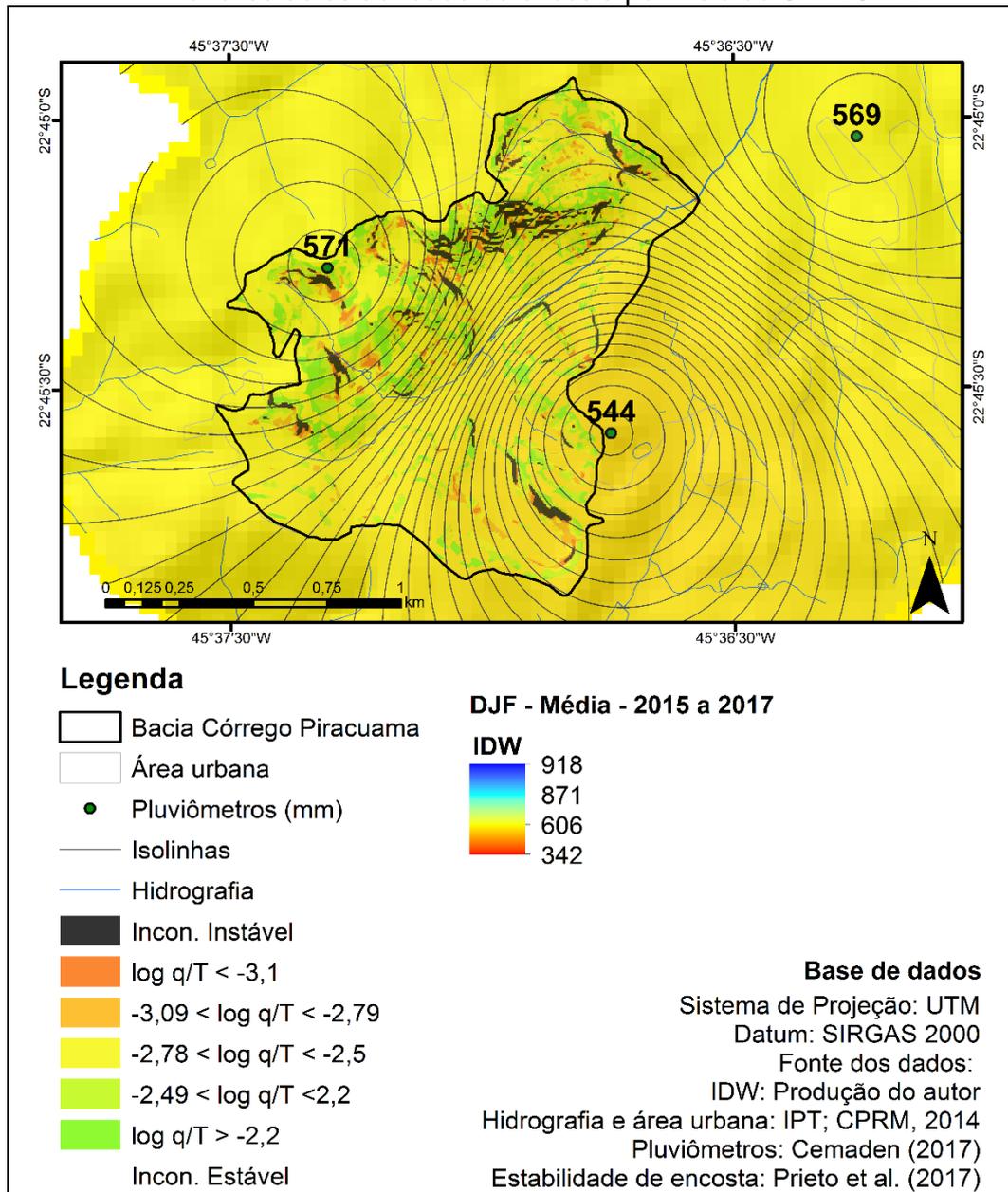


Correlação da variabilidade espacial da chuva média no mês de janeiro dos anos de 2015 a 2017 e resultado da análise de estabilidade de encosta com o SHALSTAB. Isolinhas com equidistância de 1 mm.

Fonte: Dados de precipitação: Cemaden (2017); Estabilidade de encosta (Cenário 3): Prieto et al. (2017).

Resultado similar aconteceu em relação à análise de precipitação do período de dezembro a fevereiro de 2015 a 2017 (Figura 4.21). A porção noroeste da bacia apresentou os maiores acumulados de precipitação, chegando a 571 mm nos três meses (DJF).

Figura 4.21 – Correlação da variabilidade espacial da chuva média no período de dezembro a fevereiro dos anos de 2015 a 2017 e resultado da análise de estabilidade de encosta por meio do SHALSTAB.



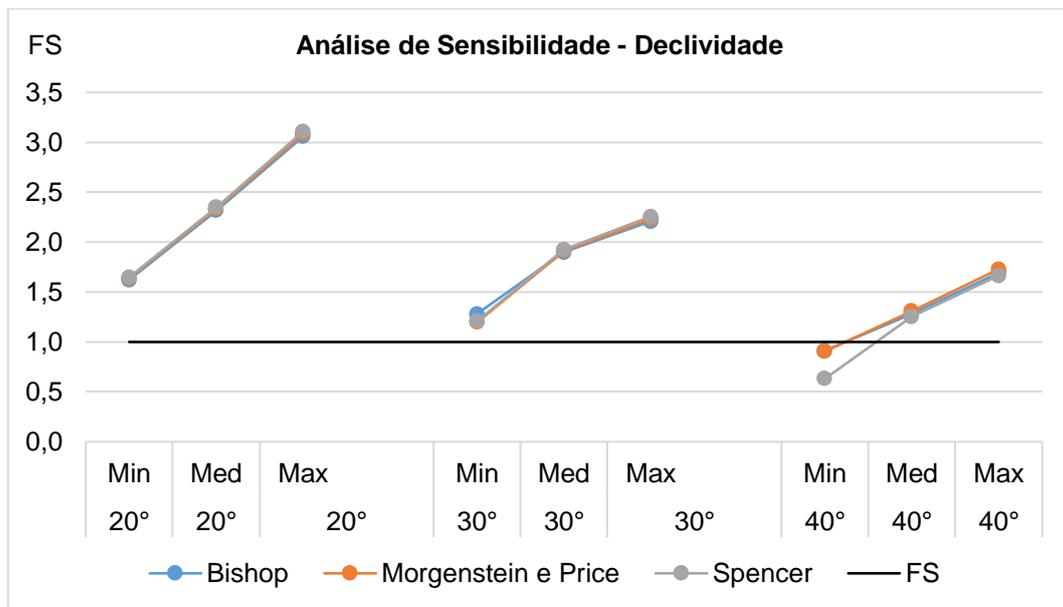
Correlação da variabilidade espacial da chuva média no período de verão (dezembro a fevereiro) dos anos de 2015 a 2017 e resultado da análise de estabilidade de encosta. Isolinhas com equidistância de 1 mm.

Fonte: Dados de precipitação: Cemaden (2017); Estabilidade de encosta (Cenário 3): Prieto et al. (2017).

4.3. Resultados das análises de sensibilidade – GEO-SLOPE

Ao considerar a variação da declividade no modelo de estabilidade (Figura 3.6), observou-se que o FS diminui significativamente com o aumento da declividade da encosta, independentemente do método utilizado (Bishop, Morgenstein-Price e Spencer). O modelo de estabilidade indicou haver possibilidade de ruptura da encosta ($FS < 1.0$) a partir de 40° de declividade, adotando-se valores mínimos de parâmetros geotécnicos, para os três métodos utilizados (Figura 4.22).

Figura 4.22 – Análise de sensibilidade da declividade.

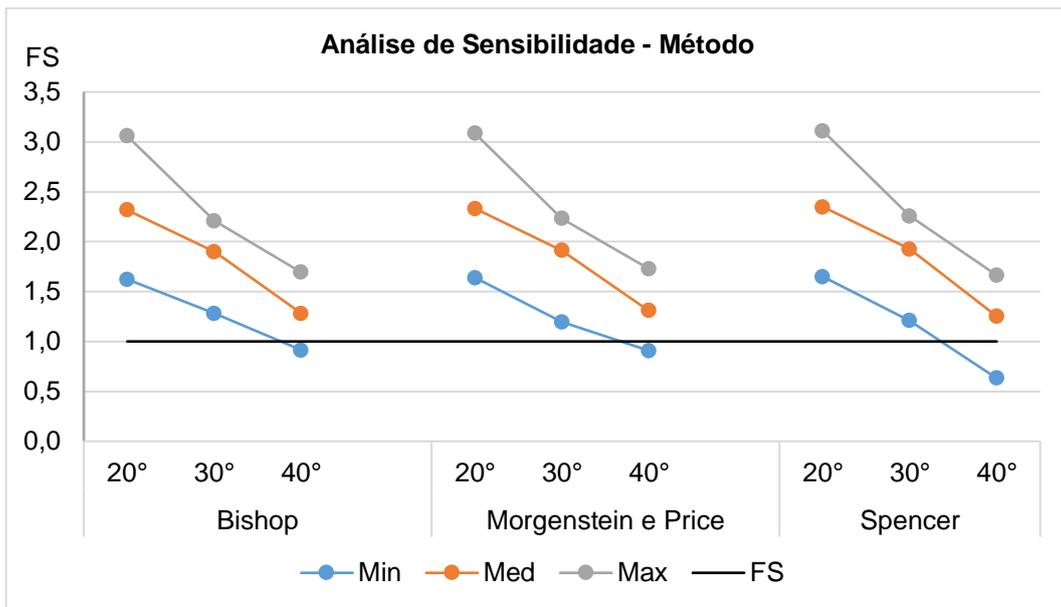


Análise de sensibilidade do modelo em relação à variação da declividade (20° , 30° e 40°).

Fonte: produção do autor.

Nota-se que não houve variação significativa do FS em relação aos métodos de análise de estabilidade adotados (Bishop, Morgenstein - Price e Spencer) quando considerados valores máximo e médio de parâmetros geotécnicos. Mas para valores mínimos de parâmetros geotécnicos o método de Spencer tende a ser mais conservador em comparação com os outros dois métodos, apresentado FS ligeiramente menor. De forma geral, o modelo apresenta probabilidade de ruptura ($FS < 1.0$) para valores mínimos de parâmetros geotécnicos (Figura 4.23).

Figura 4.23 – Análise de sensibilidade do método.

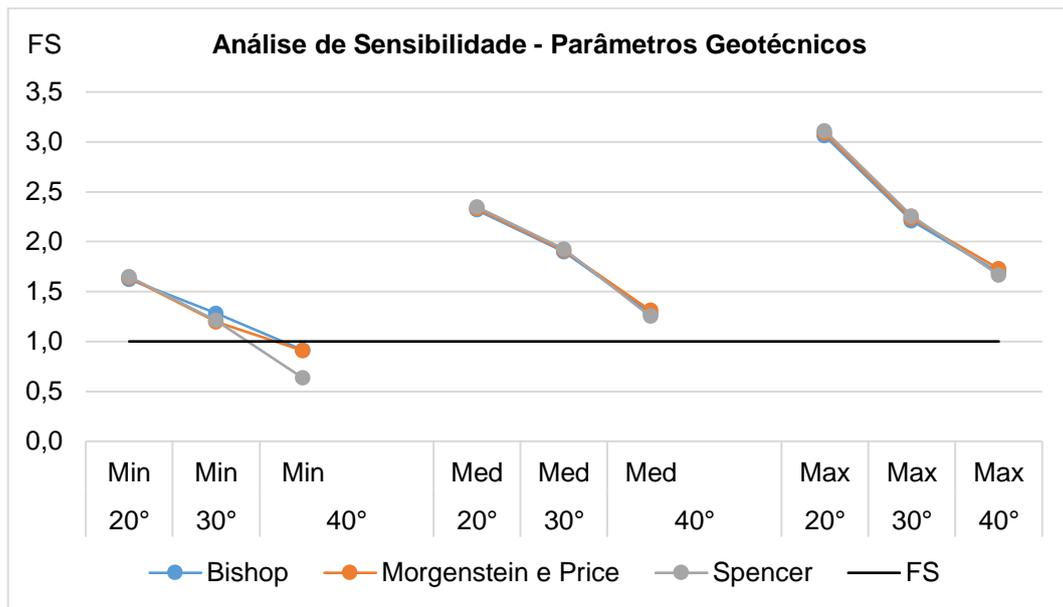


Análise de sensibilidade do modelo em relação à variação do método (Bishop, Morgenstein e Price e Spencer).

Fonte: produção do autor.

Quanto aos resultados da análise de sensibilidade, quando foram fixados os parâmetros do solo (mínimo, médio e máximo), observa-se claramente, que os parâmetros médio e máximo são bastante similares para os três métodos empregados, bem como para as três declividades. Porém os parâmetros mínimos destoam minimamente a 30° e mais claramente a 40° de declividade. Bem como, observa-se que a 40° o FS encontra-se abaixo de 1 para os três métodos, indicando ruptura precoce (Figura 4.24).

Figura 4.24 – Análise de sensibilidade dos parâmetros geotécnicos do solo.



Análise de sensibilidade do modelo em relação à variação dos parâmetros geotécnicos do solo (mínimo, médio e máximo).

Fonte: produção do autor.

Ao final, foi possível fazer a comparação da variação dos FS em relação aos parâmetros do solo (mínimo, médio e máximo) para cada método utilizado. Observa-se que a variação entre as declividades 20° e 30° é muito similar para todos os métodos, ou seja, varia em torno de 0,440 para os parâmetros mínimos, em torno e 0,420 para os médios e próximo de 0,850 para os parâmetros máximos. Entretanto a variação dos FS entre as declividades 30° e 40° são similares entre os métodos Bishop e Morgenstern-Price, diferindo de Spencer para os parâmetros geotécnicos mínimos. Assim, a variação entre os primeiros dois modelos se situam entre 0,269 e 0,290, já para Spencer é de 0,576. A variação dos parâmetros médios para os três modelos está entre 0,603 e 0,674. A variação dos parâmetros máximo está entre 0,503 e 0,592, conforme Tabela 4.8.

Tabela 4.8 – Comparação da variação dos fatores de segurança resultantes da análise de sensibilidade.

Método	Declividade	ΔFS_{min}	ΔFS_{med}	ΔFS_{max}
Bishop	20° - 30°	0,441	0,419	0,851
	30° - 40°	0,269	0,619	0,515
Morgenstern-Price	20° - 30°	0,441	0,420	0,854
	30° - 40°	0,290	0,603	0,503
Spencer	20° - 30°	0,442	0,422	0,855
	30° - 40°	0,576	0,674	0,592

Fonte: Produção do autor.

Com isso, entende-se a partir da análise de sensibilidade, que, na ausência de dados obtidos em campo, os parâmetros do solo adequados a se aplicar no âmbito de pesquisa são os médios, uma vez, que há similaridade entre os diferentes métodos de análise e nas diferentes declividades. Os parâmetros mínimos indicam instabilidade da encosta, ou seja, FS inferior a 1, mesmo sem incidência de chuva, não sendo coerente com o observado em campo.

Em relação aos métodos de análise, observou-se bastante similaridade entre os resultados dos três métodos aplicados, principalmente entre os métodos Morgenstern-Price e Bishop. Desta forma, optou-se por utilizar o método Morgenstern-Price, uma vez que este é mais rigoroso por considerar a força entre fatias e permitir fazer análises mais pontuais ao longo da encosta sendo ajustado em função da declividade, diferente dos demais métodos. Adicionalmente, destaca-se que o método Morgenstern-Price é o único que possibilita fazer análise pontual de deslizamento planar, diferente dos demais.

Após a análise de sensibilidade do modelo de estabilidade de encosta (SLOPE/W), foram realizadas tentativas de rodar a análise de sensibilidade do fluxo de água no solo (SEEP/W), com os parâmetros médios de condutividade hidráulica. Porém, este resultou em erro no padrão do nível de água, não representando a realidade, ficando todo o período analisado, abaixo do nível de água inicial (previamente definido). Entende-se que este erro ocorreu devido ao elevado índice de coeficiente de variação (CV) da condutividade hidráulica, ou seja, há elevada variação deste parâmetro

tanto nas informações obtidas da literatura, como também é observada esta variação ao longo das encostas.

Para tanto, foram identificados os CVs dos parâmetros geotécnicos: coesão, atrito interno e condutividade hidráulica por horizonte (H1, H2 e H3) para os parâmetros mínimos, médios e máximos coletados na literatura (Apêndice A)

Assim, observa-se na Tabela 4.9, que o parâmetro que tem o maior CV é a condutividade hidráulica, com valores entre 80% (H3) e 90% (H1 e H2) de variação. Duncan (2000) sugere valores entre 68% e 90% para argila saturada, e valores entre 130% e 240% para argila parcialmente saturada. Eguchi et al. (2003) sugerem que coeficientes de variação da condutividade hidráulica superiores a 60% indicam alta variabilidade, ou seja, há distribuição assimétrica da água no solo. O atrito interno é o parâmetro com menor coeficiente de variação (20% a 30%), porém ainda assim, acima do indicado por Duncan (2000), que sugere valores entre 2% e 13%. E a coesão teve variação de 30% a 40%.

Tabela 4.9 – Coeficiente de Variação dos parâmetros geotécnicos mínimo, médio e máximo.

	Parâmetros geotécnicos	Valor Médio	Desvio Padrão	Coeficiente Variação
Horizonte 1	Coesão	12,2	4,7	40%
	Atrito	28,2	5,9	20%
	Condutividade hidráulica	3,3E-06	3,0E-06	90%
Horizonte 2	Coesão	13,6	4,0	30%
	Atrito	27,1	7,8	30%
	Condutividade hidráulica	8,0E-07	6,9E-07	90%
Horizonte 3	Coesão	27,2	10,1	40%
	Atrito	27,6	6,9	20%
	Condutividade hidráulica	1,7E-06	1,3E-06	80%

Fonte: Base de dados descrita no Apêndice A.

Com isso, entende-se que o uso de parâmetros geotécnicos da literatura é interessante para realizar a análise de sensibilidade, com objetivo de verificar a quais variáveis o modelo é mais sensível, porém para a próxima etapa (item 3.3.2.2), no momento de realizar a análise das seções

transversais, optou-se por utilizar os dados do próprio município, conforme descrito no próximo item.

4.4. Análise de estabilidade de encosta: seções transversais com GEO-SLOPE

Conforme descrito no capítulo anterior, foi realizada a análise de estabilidade de encosta, nos módulos SLOPE/W e SEEP/W acoplados para quatro seções transversais (Figura 3.15) e em quatro situações distintas, as análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5. Para a interpretação dos resultados, buscou-se fazer a comparação dos fatores de segurança para cada seção, de acordo com o incremento das ações antrópicas.

4.4.1. Análise da superfície crítica definida para 10 de janeiro de 2013: GEO-SLOPE

O presente item pretende expor os resultados conforme a análise da superfície crítica no dia 10 de janeiro de 2013 para cada seção transversal. Conforme explicado no capítulo Metodologia (item 3.3.2.2), em um primeiro momento, foi realizada a análise global de toda a encosta, e após ser identificado o trecho crítico da encosta para o dia em que houve os deslizamentos, foi realizada a análise local. Os resultados discutidos no presente item estão todos embasados na análise local.

Ao analisar os perfis individualmente e o incremento de ações antrópicas por meio das Análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5, destaca-se a inserção de cortes no terreno. Essa modificação influencia no FS de diferentes maneiras, ou seja, podendo diminuir o FS, devido ao aumento do ângulo de inclinação da encosta, desestabilizando-a. Por outro lado, a redução do peso devido à retirada de material, pode influenciar positivamente, aumentando o FS. Além disso, os cortes podem alterar significativamente a distribuição de poro-pressão de água ao longo da encosta.

Ahrendt e Zuquette (2003) identificaram que os deslizamentos que ocorreram em janeiro de 2000 em Campos do Jordão foram

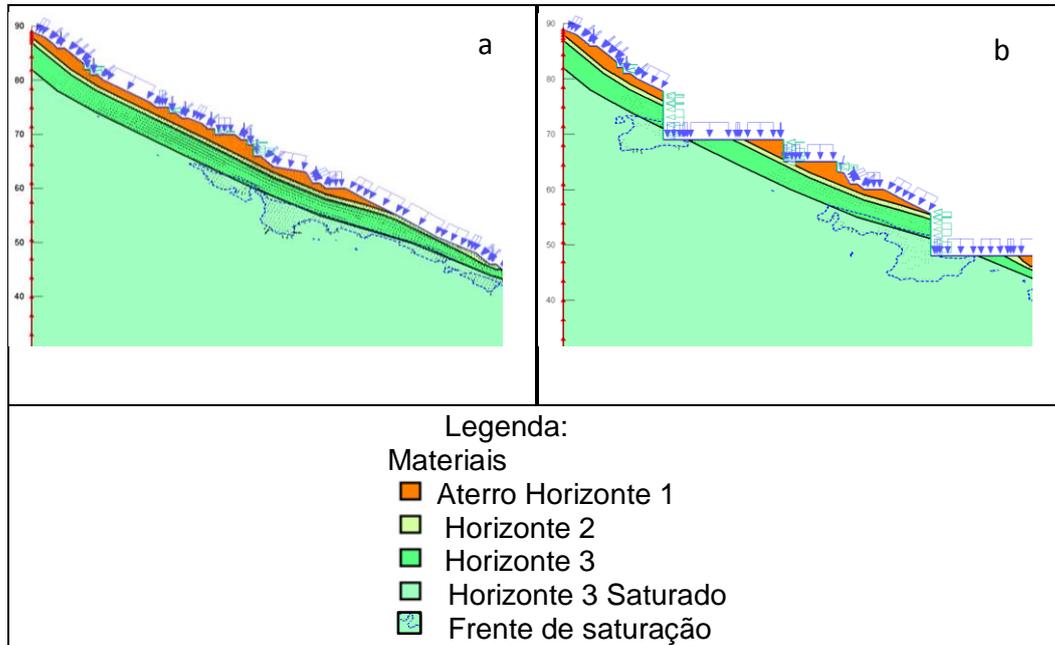
desencadeados pela infiltração da água nas camadas superiores de solo, com diminuição de poro-pressão negativa (sucção matricial), reduzindo assim, parcela significativa de resistência ao cisalhamento dessa camada de solo. Entende-se que estes processos tendem a ocorrer durante o evento de chuva ou até poucas horas após a precipitação. Por meio de análise da infiltração da água no solo, os autores observaram que o grau de saturação diminui com a profundidade do solo e não com a elevação do nível freático. Esse efeito pode ser observado na representação do modelo de estabilidade acoplado ao modelo de fluxo transiente de água no solo, discutidos neste item.

Assim, retomando a questão relacionada ao corte e ao comportamento da água no solo durante evento de precipitação, os resultados do modelo de fluxo transiente permitem observar as frentes de saturação nas camadas superiores. Em uma encosta natural, a precipitação atinge a superfície do solo e parte dela escoar enquanto a outra parte infiltra. Da porção de água que infiltra, a água tende a percolar gradativamente dos horizontes superiores para os inferiores. Porém, quando se faz um corte na vertente, após a retirada do material, é possível que sejam expostos os horizontes de solo inferiores. Isso significa que a água poderá entrar em contato mais rapidamente com porções do solo que possuem parâmetros de resistência ao cisalhamento mais desfavoráveis, podendo influenciar significativamente no FS.

A representação desse fenômeno está exposta nas Figuras 4.25a e 4.25b, que são recortes da seção 1, no módulo SEEP/W, com indicação das condições de contorno, em que se destaca a representação da precipitação pelas setas azuis. Na Figura 4.25a, a precipitação atinge a superfície da encosta natural, e parte da precipitação infiltra pelo solo, gradativamente, do aterro ao horizonte H3. Na Figura 4.25b, quando a precipitação incide diretamente os horizontes mais profundos, resultando numa maior efetividade do avanço da frente de saturação aos horizontes mais profundos. A frente de saturação é desenvolvida em eventos de chuva, pela infiltração da água no solo, se deslocando de cima para baixo, alterando o

grau de saturação do material. Nas Figuras 4.25a e 4.25b, a frente de saturação é representada por linhas tracejadas azuis.

Figura 4.25 – Comparação do comportamento da precipitação em encosta natural e encosta com talude de corte.



Comparação da infiltração da água da chuva em encosta natural e em encosta com talude de corte, expondo horizontes inferiores do solo. Recortes da Seção 1 no módulo SEEP/W, pelos quais observam-se as condições de contorno e o fluxo da água no interior do solo.

Fonte: Produção do autor.

As Figuras 4.26 a 4.29 permitem que se realize a comparação de cada análise, por seção transversal, indicando o FS estimado para o dia 10 de janeiro de 2013, resultado das análises de fluxo e estabilidade. Optou-se por mostrar todo o perfil da encosta, bem como incluir uma imagem de destaque para que se observe as zonas críticas em cada análise.

Nas análises, permitiu-se que o modelo definisse livremente a superfície de ruptura (planar ou circular). Desse modo, observa-se que houve variação do tipo de superfície de ruptura, bem como de sua profundidade. Em algumas seções, há variação de tipo de superfície de ruptura (planar e circular) nas diferentes análises. Em relação à profundidade, com esta variação, pode-se atingir diferentes horizontes do solo, ou seja, materiais com parâmetros geotécnicos distintos. Isso pode dificultar a análise dos

resultados. A Tabela 4.10 apresenta a variação das maiores profundidades da superfície de ruptura estimadas para o dia 10 de janeiro nas quatro seções, nas análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5.

Tabela 4.10 - Fator de segurança (FS) estimado para o dia 10 de janeiro de 2013 nas Seções de 1 a 4, conforme as diferentes análises.

Profundidade da superfície de ruptura (m) Estimada para o dia 10 de janeiro de 2013	Análise NAT	Análise ANTRO	Análise ANTRO-V1	Análise ANTRO-V1,5
Seção 1	2,3	3,2	3,8	3,1
Seção 2	13,0	11,0	6,2	6,2
Seção 3	3,1	2,0	3,7	2,0
Seção 4	5,3	2,5	0,8	0,8

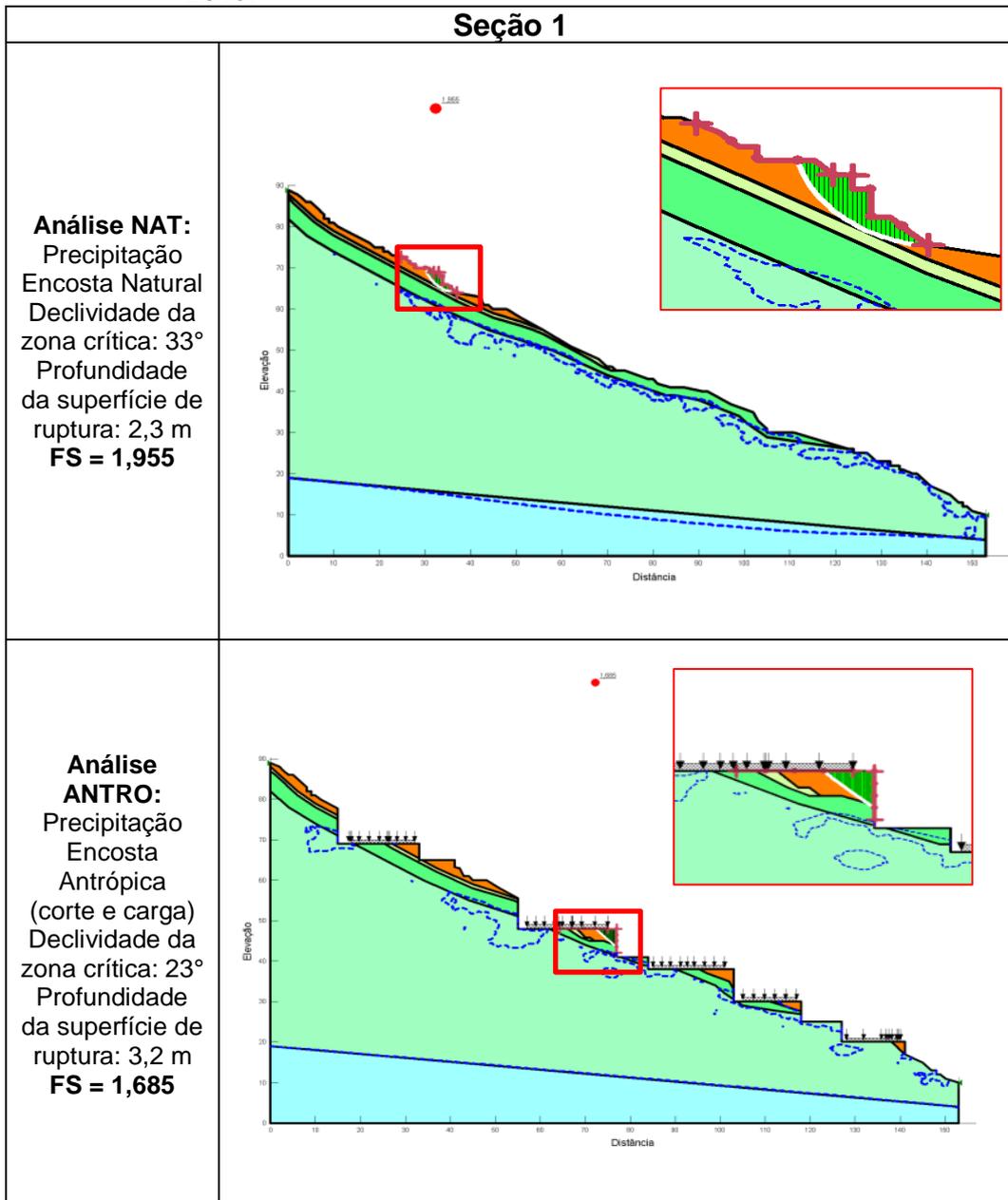
Fonte: Produção do autor.

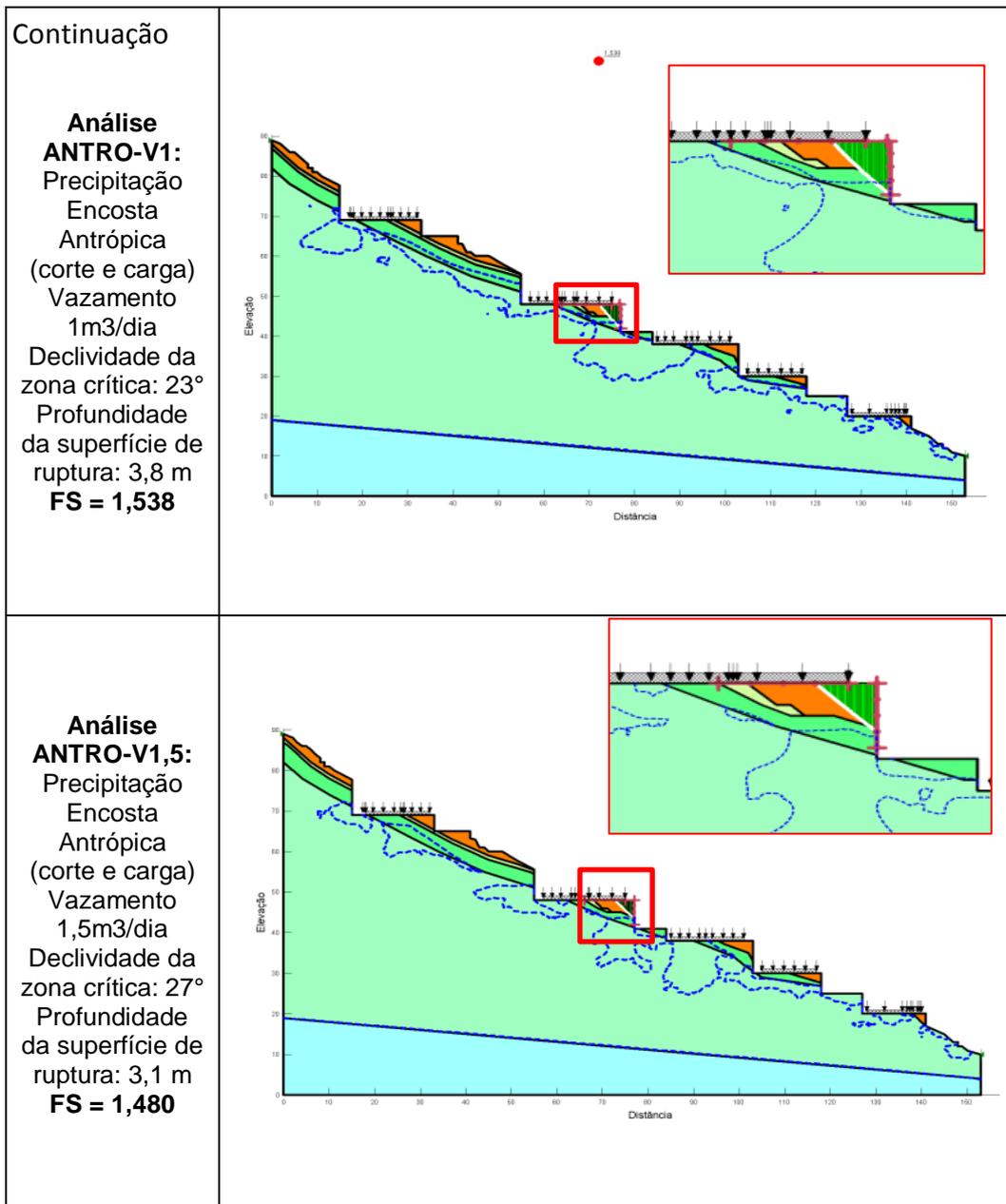
Para a realização da presente pesquisa, optou-se por utilizar a topografia original e não apenas declividade média para representar as seções transversais, conforme explicado anteriormente. Porém, essa decisão resultou em eventuais dificuldades para a modelagem, pois os valores do FS críticos oscilavam demasiadamente, chegando a valores ora muito baixos (0,1), ora muito elevados (12,0), não condizentes com a realidade. Para ajustar os resultados, foram feitos diversos testes, modificando metro a metro os parâmetros de 'entrada e saída' para definição da superfície de ruptura crítica da encosta. Assim, observa-se a variação da declividade entre o início da 'entrada' e o final da 'saída', com isso optou-se por indicar esta declividade (declividade da zona crítica) nas Figuras 4.26 a 4.29.

Ao observar a Seção 1 (Figura 4.26), vê-se que a análise global indicou que a região mais crítica na encosta natural (Análise NAT), se localiza no terço superior da encosta, porém após a inclusão do corte e carga, bem como os quatro pontos de vazamento, a região mais crítica se deu na meia encosta. Outro fator relevante é que a superfície de ruptura crítica para a encosta natural (Análise NAT) é uma superfície circular, típica de deslizamentos rotacionais. Nas Análises ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5, as rupturas são planares rasas, associadas ao talude de corte. Entre os deslizamentos mais comuns nas áreas urbanas de Campos do Jordão, destacam-se, exatamente os deslizamentos planares. A profundidade da superfície de

ruptura variou de 2,3 metros (Análise NAT) a 3,8 metros (Análise ANTRO-V1). Como essa seção é bastante ocupada, optou-se por inserir quatro pontos de vazamento e, como resultado, o fluxo da água no interior do solo sofreu forte alteração, conforme pode se observar nas Análises ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 da Figura 4.26.

Figura 4.26 – Estimativa de estabilidade de encosta da Seção 1 nas Análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 para o dia 10 de janeiro de 2013.





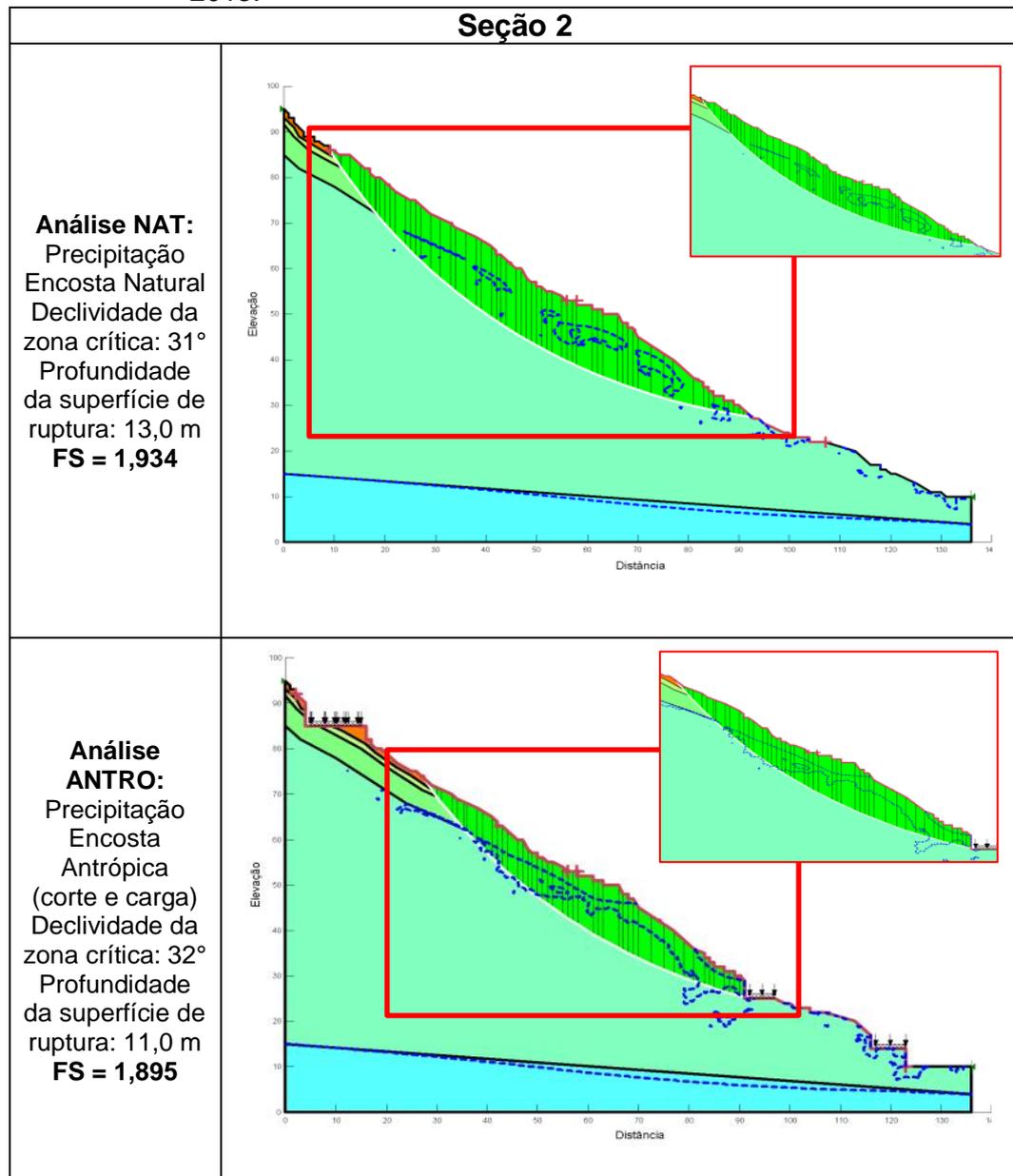
Estimativa de estabilidade de encosta da Seção 1, nas análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 resultantes do acoplamento dos módulos SLOPE/W e SEEP/W no dia 10 de janeiro de 2013. Retângulos em vermelho destacam a região crítica. Figura de detalhe se localiza no topo de cada perfil.

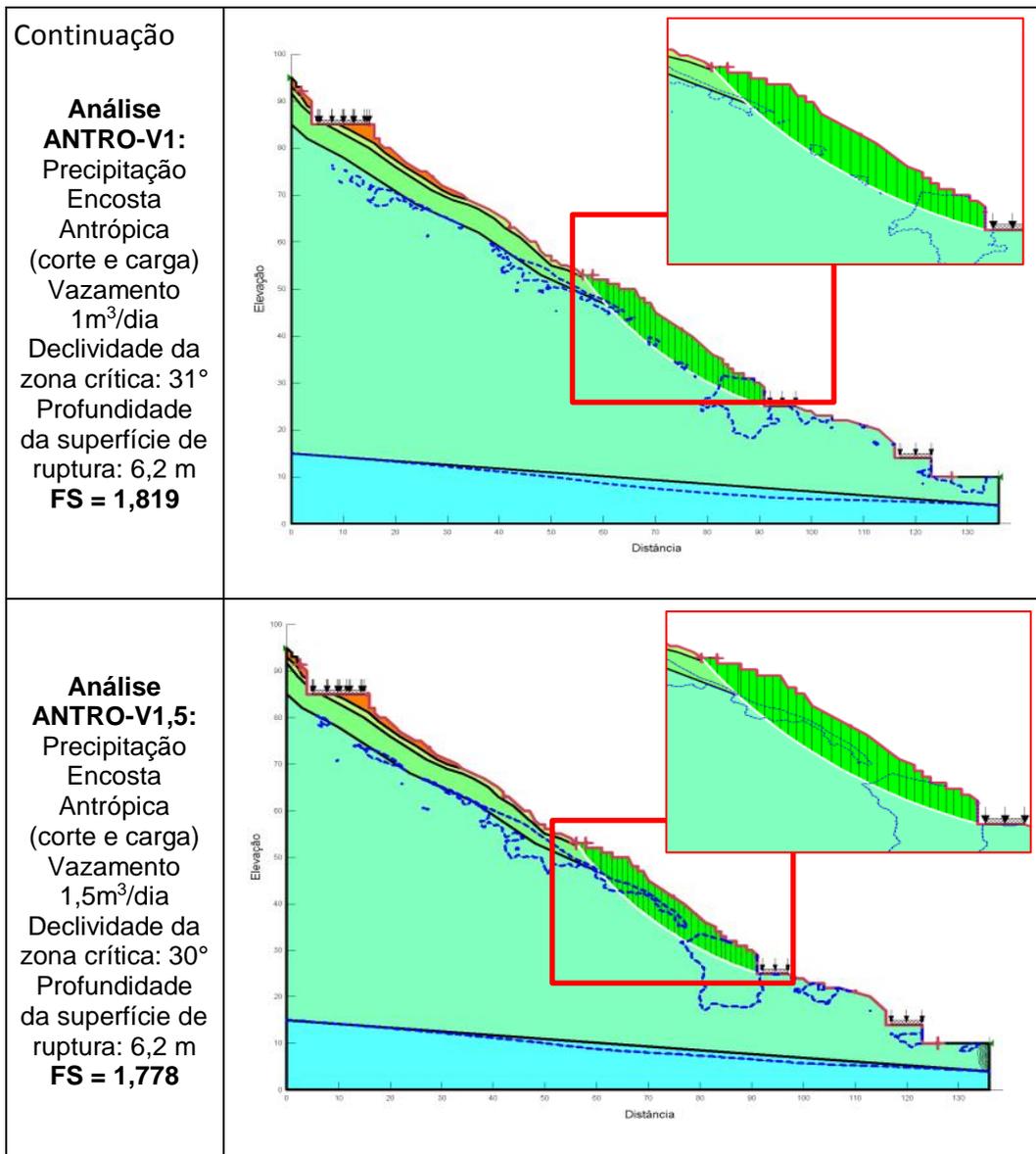
Fonte: Produção do autor.

A Seção 2 sofreu pouca alteração em relação à ocupação, pois há ocupação apenas no topo e na base da encosta (Figura 4.27). Desse modo, em todas as análises, o modelo estimou a superfície de ruptura crítica mais profunda, atingindo o horizonte H3 do solo, sendo todas circulares. As Análises NAT e ANTRO resultaram nas maiores profundidades da

superfície de ruptura (13 e 11 metros, respectivamente), enquanto que a profundidade estimada para as Análises ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 foram de 6,2 metros. Nas análises ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5, foram inseridos dois pontos de vazamento, sendo um no topo e outro na base.

Figura 4.27 – Estimativa de estabilidade de encosta da Seção 2 nas Análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 para o dia 10 de janeiro de 2013.





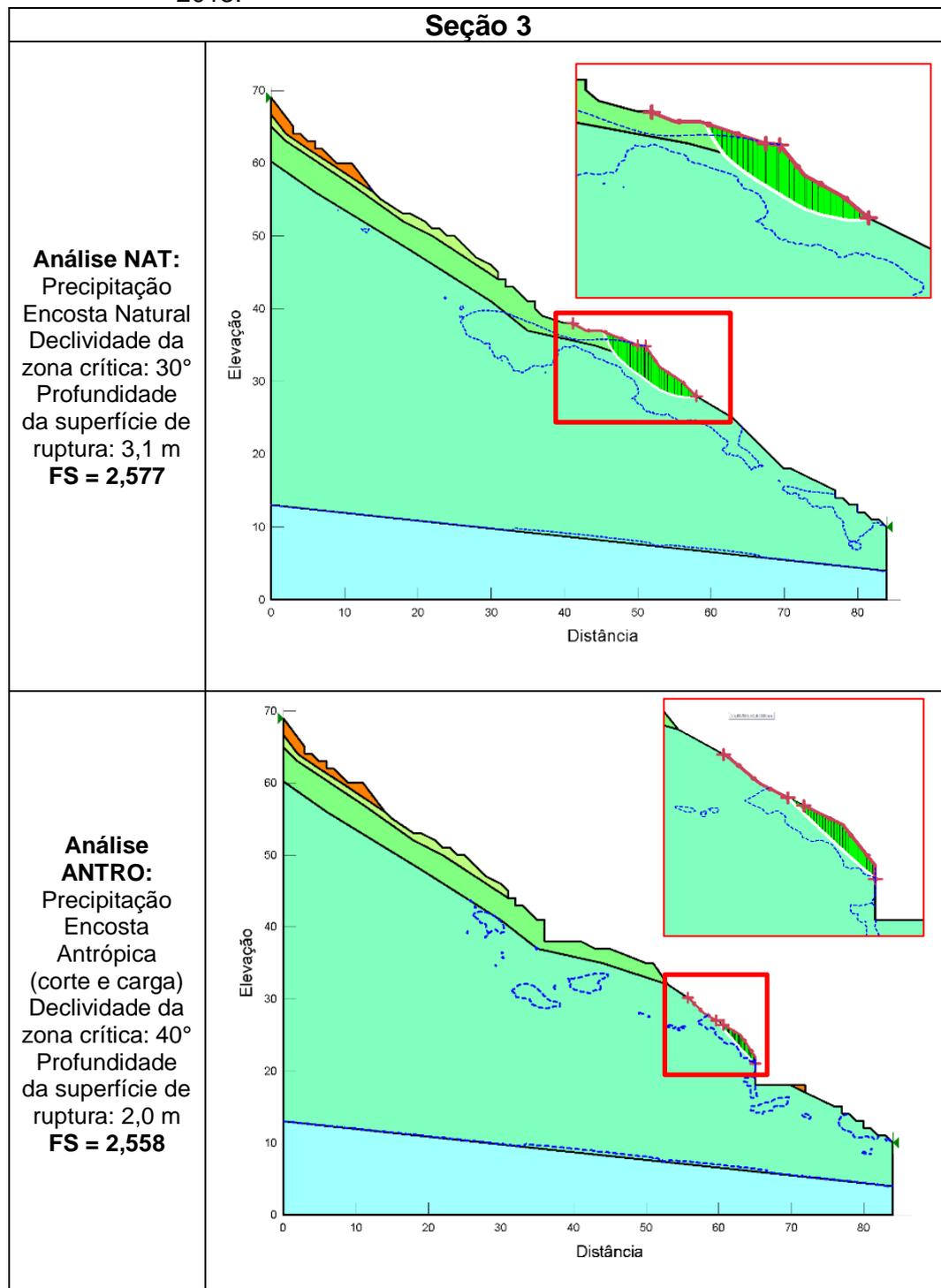
Estimativa de estabilidade de encosta da Seção 2, nas análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 resultantes do acoplamento dos módulos SLOPE/W e SEEP/W no dia 10 de janeiro de 2013. Retângulos em vermelho destacam a região crítica. Figura de detalhe se localiza no topo de cada perfil.

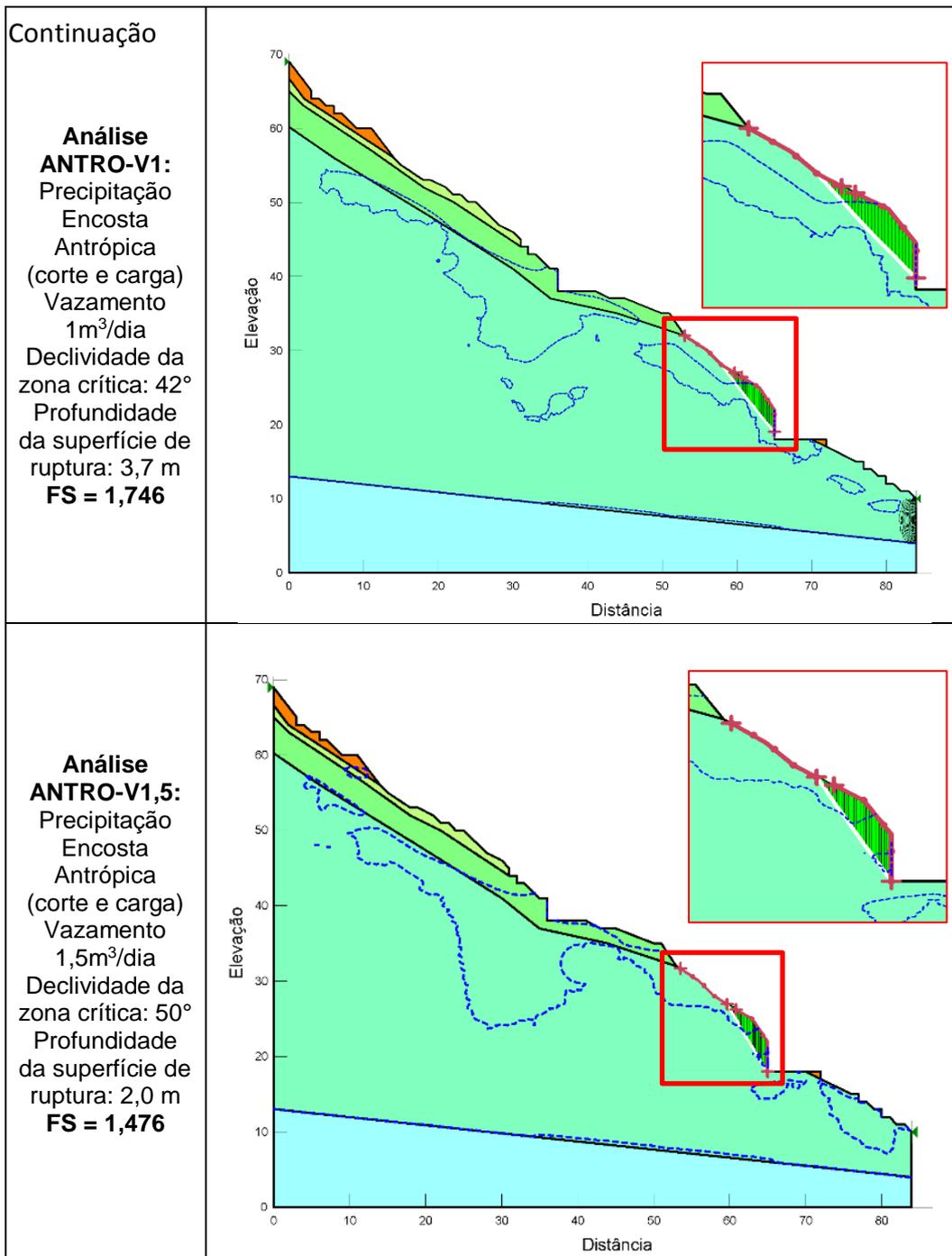
Fonte: Produção do autor.

Na Seção 3, observa-se que a região crítica definida pela análise global se deu na meia encosta na Análise NAT (encosta natural) e no terço inferior da encosta nas análises após a inserção de corte (Figura 4.28). Essa seção tem ocupação apenas na porção inferior da encosta. Observa-se que nas quatro análises da Seção 3, houve indicação de deslizamento planar raso, com profundidade de até 3,7 metros. Nesta seção, similar à Seção 2, foram

inseridos apenas 2 pontos de vazamento, devido à baixa ocupação do terreno.

Figura 4.28 – Estimativa de estabilidade de encosta da Seção 3 nas Análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 para o dia 10 de janeiro de 2013.





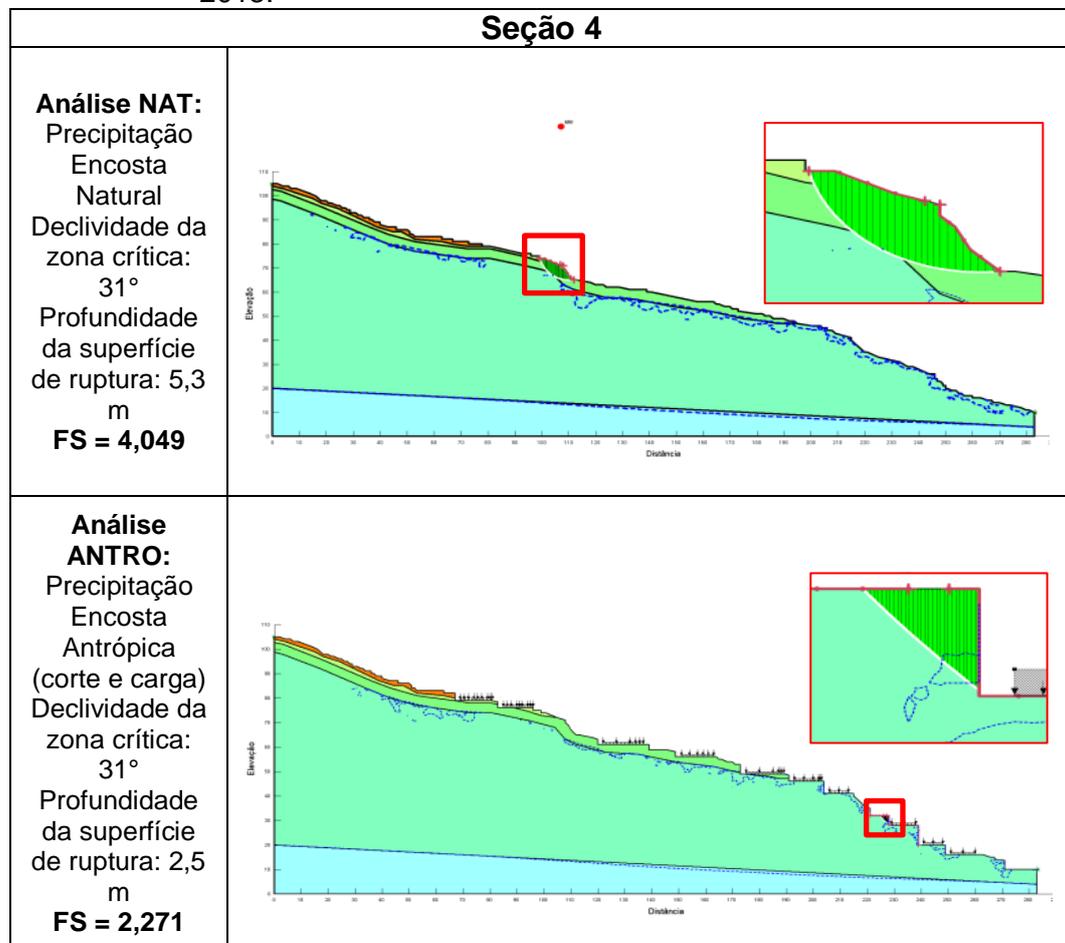
Estimativa de estabilidade de encosta da Seção 3, nas análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 resultantes do acoplamento dos módulos SLOPE/W e SEEP/W no dia 10 de janeiro de 2013. Retângulos em vermelho destacam a região crítica. Figura de detalhe se localiza no topo de cada perfil.

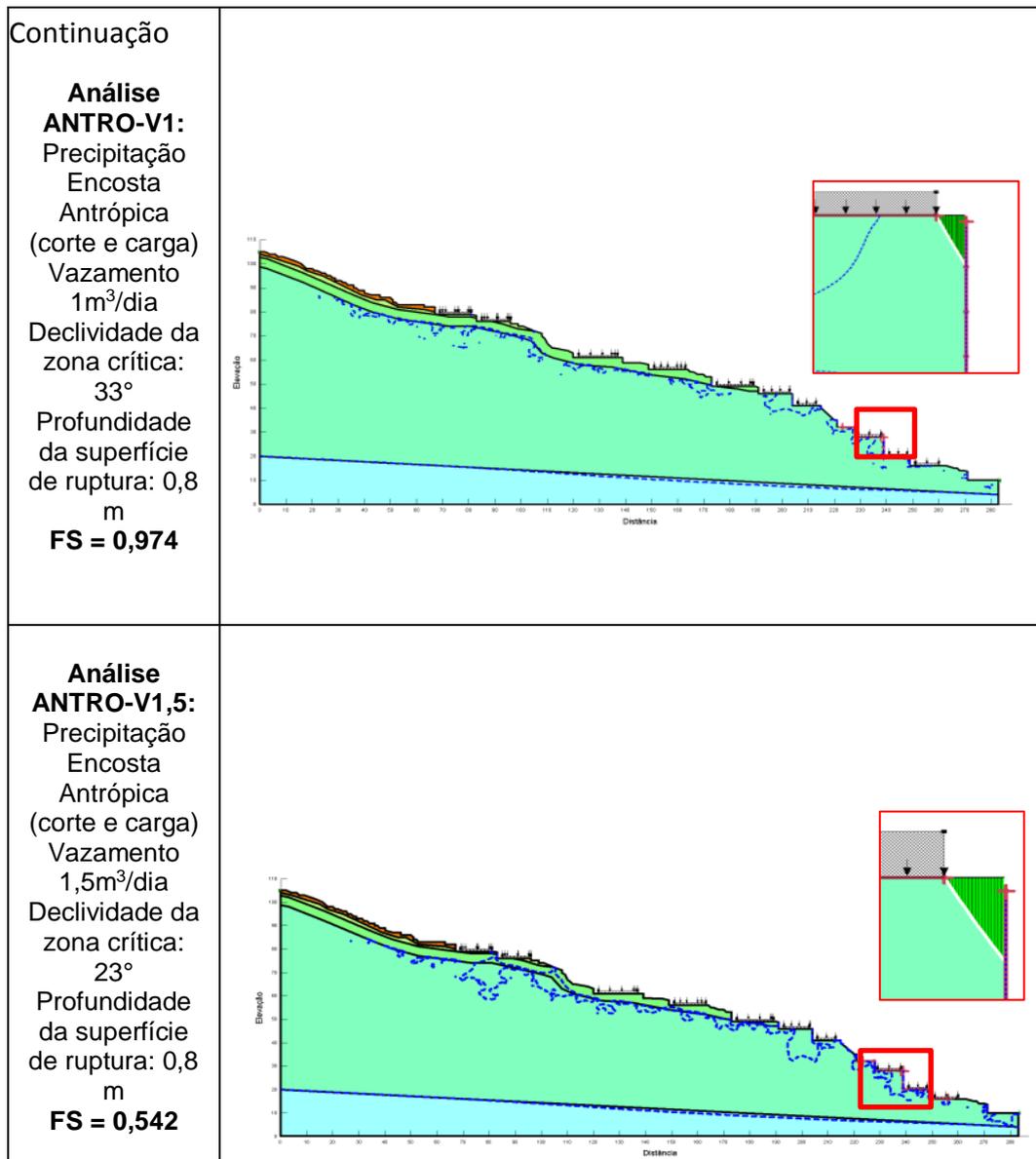
Fonte: Produção do autor.

Nas análises da Seção 4, observa-se que, na encosta natural (Análise NAT), o modelo indicou superfície de ruptura do tipo circular, com profundidade de até 5,3 metros, chegando ao horizonte H3 do solo,

localizada no terço superior da encosta (Figura 4.29). Porém nas análises com influência antrópica os resultados foram diferentes e fortemente relacionados com a ocupação antrópica e grande quantidade de cortes realizados, em especial no trecho da meia encosta para baixo. As áreas mais críticas nas análises ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 se localizam no terço inferior da encosta, resultou em superfície planar de ruptura com profundidades entre 2,5 metros (Análise ANTRO) e 0,8 metros (Análises ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5). O fluxo da água calculado no interior do solo sofreu forte alteração, principalmente após a inserção dos quatro pontos de vazamento (Análises ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5).

Figura 4.29 – Estimativa de estabilidade de encosta da Seção 4 nas Análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 para o dia 10 de janeiro de 2013.





Estimativa de estabilidade de encosta da Seção 4, nas análises NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 resultantes do acoplamento dos módulos SLOPE/W e SEEP/W no dia 10 de janeiro de 2013. Retângulos em vermelho destacam a região crítica. Figura de detalhe se localiza no topo de cada perfil.

Fonte: Produção do autor.

Diante dos resultados anteriormente apresentados, constata-se que a modificação da encosta, a partir da inserção de taludes de corte, cargas e eventuais vazamentos em tubulações tendem a reduzir em muito o valor do FS diante do mesmo valor de precipitação em uma encosta natural, favorecendo a ocorrência de deslizamentos. No entanto, nota-se que os estudos convencionais de limiares críticos não consideram as ações antrópicas, ou seja, os limiares críticos obtidos por meio de equações de

correlação (chuvas versus eventos observados) tendem a sobrestimar a quantidade de chuva necessária para deflagração dos deslizamentos.

4.4.2. Evolução do fator de segurança ao longo de 35 dias

Outra forma de analisar os resultados é por meio dos gráficos que mostram a evolução do FS ao longo dos 35 dias analisados. Para implementar a simulação numérica do modelo foram analisados os dias 0 e 36, porém, estes com 0 mm/24 horas de precipitação, apenas com a função de permitir que o modelo gerasse os produtos. Mas para a análise dos resultados, os dados do dia 0 e 36º dia da análise foram excluídos, considerando apenas os dias com precipitação real. Assim, é possível observar cada seção individualmente, bem como, o comportamento do FS, relacionado ao volume pluviométrico de cada dia.

A Seção 1 tem declividade média de 27° e tem ocupação em toda sua superfície. Com isso foi possível observar maior redução do FS a cada incremento antrópico. A Figura 4.30 apresenta a redução do FS com os incrementos antrópicos na Seção 1. Quando analisada a variação do FS na encosta natural, observa-se que há tendência de redução do FS nos eventos de chuva, em diferentes situações conforme descrito a seguir. Em quatro eventos de chuva houve redução significativa do FS – 14 e 19/12/2012, bem como, nos dias 10 e 13/01/2013, sendo que em três deles o acumulado diário foi maior que 50mm. No caso do dia 19/12, havia registro de chuva por dias consecutivos, possivelmente o solo já estava com muita umidade e por isso houve também uma redução significativa do FS. As demais análises realizadas na Seção 1 também se mostraram sensíveis à precipitação do dia 19 de dezembro e do dia 10 de janeiro. A Análise ANTRO-V1,5 resultou em FS no limite da zona de baixa segurança (FS=1,5).

Figura 4.30 – Comportamento do FS na Seção 1 relacionada à precipitação, de acordo com cada análise (NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5).

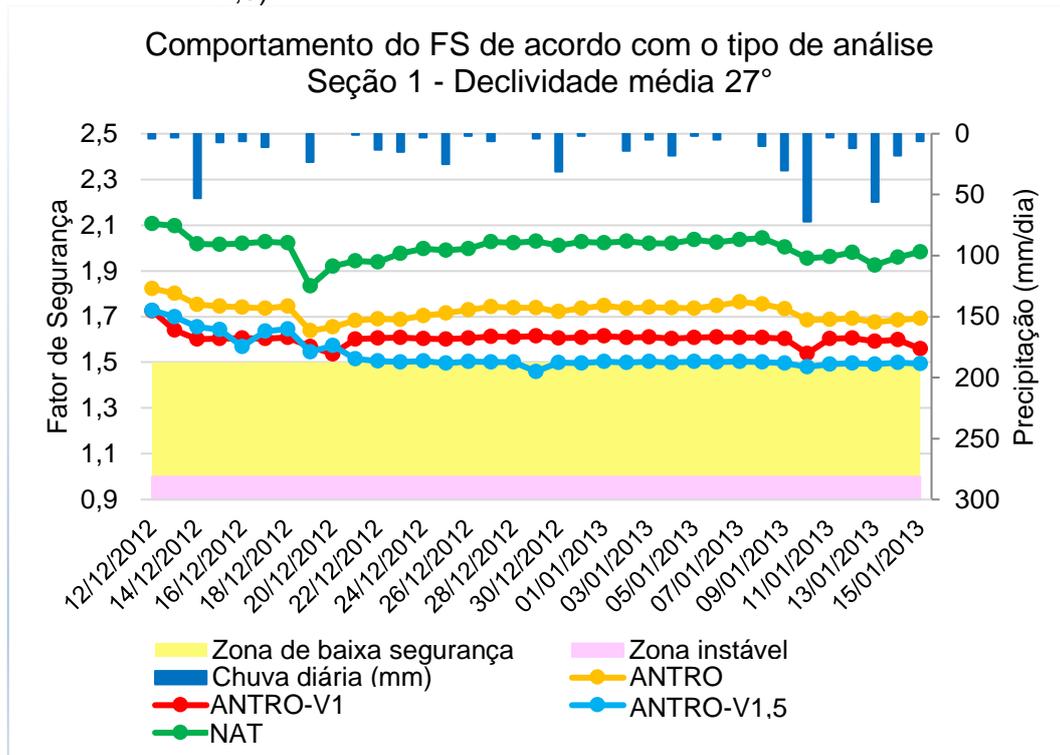


Gráfico indicando o comportamento do FS na Seção 1 associado à precipitação entre os dias 12 de dezembro de 2012 e 15 de janeiro de 2013 para as quatro análises resultantes do acoplamento dos módulos SLOPE/W e SEEP/W. A saber: NAT – encosta natural; ANTRO – corte e carga; ANTRO-V1 – corte, carga e vazamento de 1m³/dia; e ANTRO-V1,5 – corte, carga e vazamento de 1,5 m³/dia.

Fonte: Produção do autor.

Apesar da declividade da Seção 2 ser de 32°, há pouca influência de taludes de corte, uma vez que há ocupação somente no topo e na base da encosta. Esta seção teve menor variação do FS entre as quatro análises (NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5), mas também teve uma tendência geral de redução do FS diante dos cenários antrópicos. Observa-se que na análise da encosta natural (Análise NAT), há maior linearidade do FS, sendo que este variou mais após a precipitação dos dias 19 de dezembro e 10 de janeiro. As análises que incluem corte e a carga das residências (Análises ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5) geraram maior oscilação do FS (Figura 4.31).

Figura 4.31 – Comportamento do FS na Seção 2 relacionada à precipitação, de acordo com cada análise (NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5).

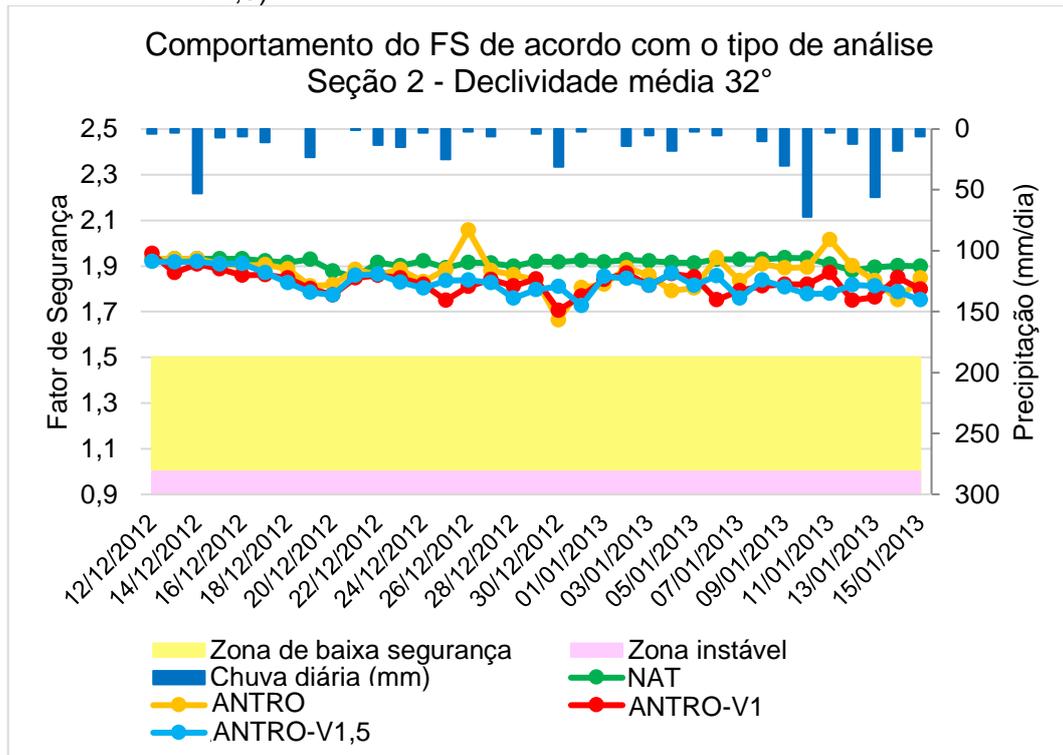


Gráfico indicando o comportamento do FS na Seção 2 associado à precipitação entre os dias 12 de dezembro de 2012 e 15 de janeiro de 2013 para as quatro análises resultantes do acoplamento dos módulos SLOPE/W e SEEP/W. A saber: NAT – encosta natural; ANTRO – corte e carga; ANTRO-V1 – corte, carga e vazamento de 1 m³/dia; e ANTRO-V1,5 – corte, carga e vazamento de 1,5 m³/dia.

Fonte: Produção do autor.

A Seção 3 sofreu pouca interferência de cortes, apenas no terço inferior da encosta, porém é a encosta com maior declividade média (35°). Esta seção teve maior oscilação entre os valores do FS em todas as análises, porém manteve a tendência de redução do FS com o incremento dos fatores antrópicos (Figura 4.32).

Figura 4.32 – Comportamento do FS na Seção 3 relacionada à precipitação, de acordo com cada análise (NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5).

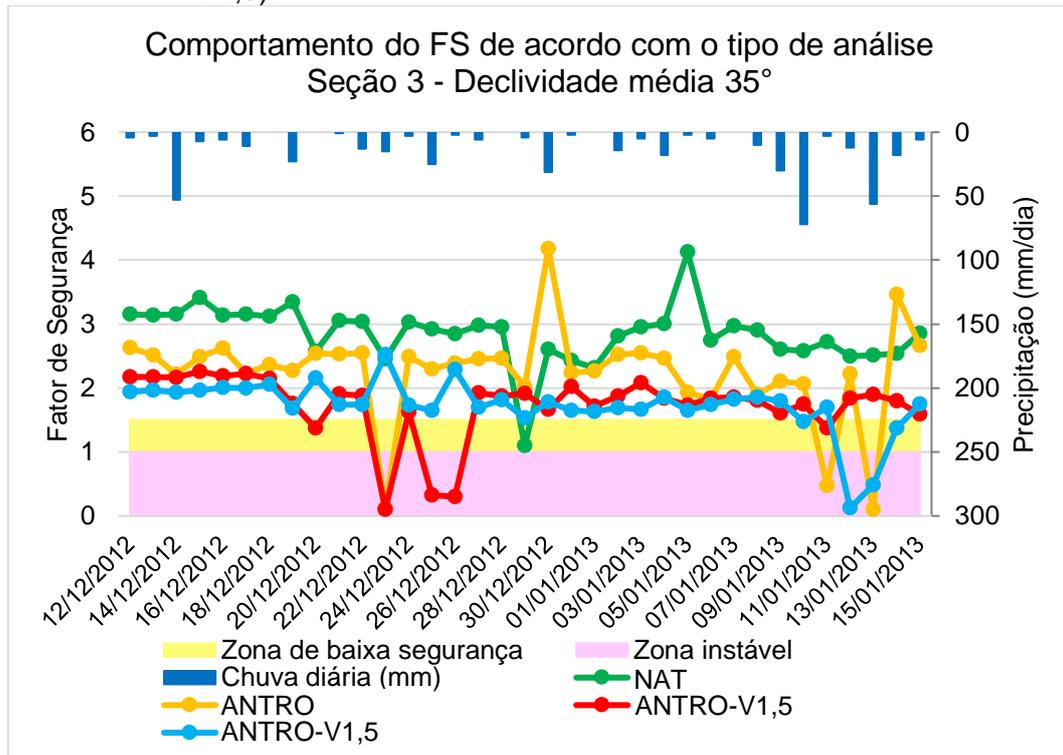


Gráfico indicando o comportamento do FS na Seção 3 associado à precipitação entre os dias 12 de dezembro de 2012 e 15 de janeiro de 2013 para as quatro análises resultantes do acoplamento dos módulos SLOPE/W e SEEP/W. A saber: NAT – encosta natural; ANTRO – corte e carga; ANTRO-V1 – corte, carga e vazamento de 1m³/dia; e ANTRO-V1,5 – corte, carga e vazamento de 1,5 m³/dia.

Fonte: Produção do autor.

A Seção 4 é aquela com menor declividade (declividade média de 19°), isso influenciou principalmente na obtenção de FS maior na análise da encosta natural (Análise NAT), que ficou em torno de 4,0. O FS variou pouco com a precipitação do dia 19 de dezembro e no final do período analisado (em torno de 4,1 até 3,9). Após inserir corte e carga das residências (Análise B), o FS diminuiu para aproximadamente 2,3 devido à forte influência dos fatores antrópicos. No caso da Análise ANTRO-V1, com vazamento de 1m³/dia em quatro pontos, o FS variou tendencialmente abaixo de 1,5 e em 9 dias foi inferior a 1,0, indicando possibilidade de ruptura da encosta. Entretanto na Análise ANTRO-V1,5, com vazão de 1,5 m³/dia nos pontos

de vazamento, desde o primeiro dia em que o vazamento foi considerado no modelo (dia 21 de dezembro de 2012), o FS manteve-se abaixo de 1,0 (Figura 4.33).

Figura 4.33 – Comportamento do FS na Seção 4 relacionada à precipitação, de acordo com cada análise (NAT, ANTRO, ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5).

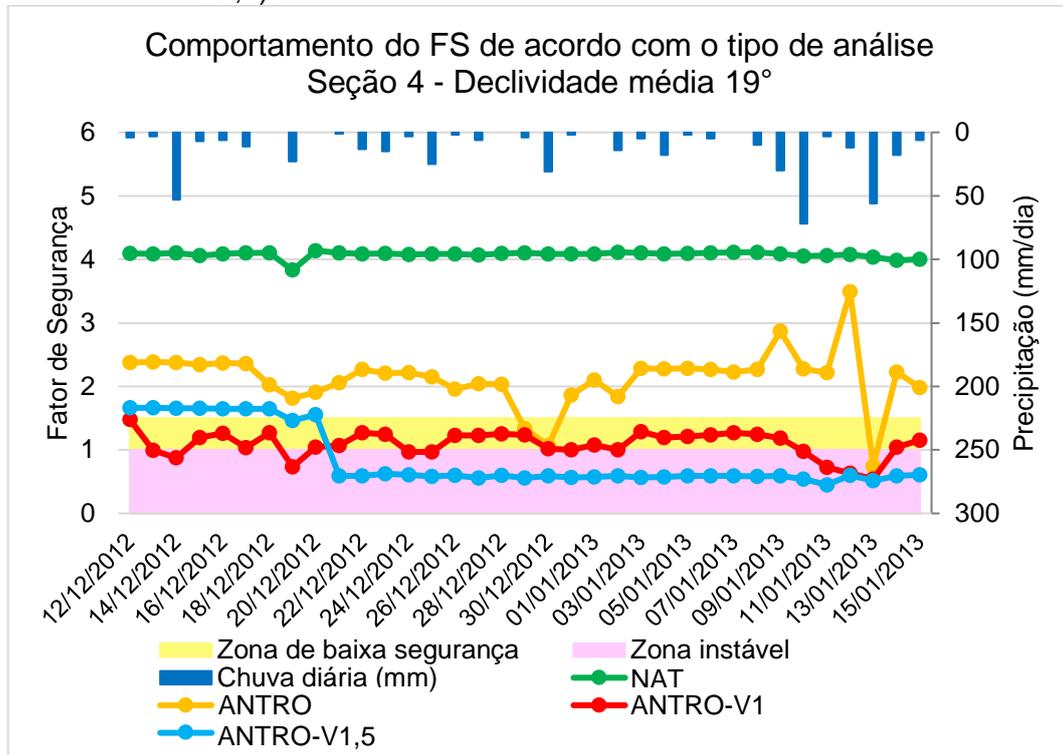


Gráfico indicando o comportamento do FS na Seção 4 associado à precipitação entre os dias 12 de dezembro de 2012 e 15 de janeiro de 2013 para as quatro análises resultantes do acoplamento dos módulos SLOPE/W e SEEP/W. A saber: NAT – encosta natural; ANTRO – corte e carga; ANTRO-V1 – corte, carga e vazamento de 1m³/dia; e ANTRO-V1,5 – corte, carga e vazamento de 1,5 m³/dia.

Fonte: Produção do autor.

4.4.3. Comparação do fator de segurança por análise NAT, ANTRO, ANTRO-V1 E ANTRO-V1,5 e por seção

Quando se observam os resultados com base na sistematização dos dados de FS no dia 10 de janeiro de 2013, conforme a seção e o tipo de análise observam-se que, em geral, houve redução do FS com o aumento dos incrementos antrópicos, indicando resultado que concorda com as

observações. Esta análise está exposta na Tabela 4.11, onde as cores indicam a redução do FS com o incremento das ações antrópicas, variando de verde (esquerda) a rosa (direita), com valores decrescentes.

Em resumo, na Análise NAT, foi considerada a encosta com a topografia natural e o FS tem seu maior valor para cada seção; na Análise ANTRO, foram inseridos corte e carga, e já é possível observar a redução do FS em relação à análise anterior; na Análise ANTRO-V1, foram inseridos pontos de vazamento com vazão de 1m³/dia, e o FS tende a reduzir-se ainda mais; e na Análise ANTRO-V1,5, o vazamento pontual foi aumentado para 1,5m³/dia, obtendo-se os menores valores de FS por seção, para o período analisado. Os resultados indicam maior possibilidade de ruptura nas Análises ANTRO-V1 e ANTRO-V1,5 da seção 4.

Tabela 4.11 - Fator de segurança (FS) estimado para o dia 10 de janeiro de 2013 nas Seções de 1 a 4, conforme as diferentes análises.

	Declividade média das encostas	Análise NAT	Análise ANTRO	Análise ANTRO-V1	Análise ANTRO-V1,5
		Precipitação Encosta Natural	Precipitação Encosta Antrópica (corte e carga)	Precipitação Encosta Antrópica (corte e carga) Vazamento 1m ³ /dia	Precipitação Encosta Antrópica (corte e carga) Vazamento 1,5m ³ /dia
Seção 1	27°	1,955	1,685	1,538	1,480
Seção 2	32°	1,934	1,895	1,819	1,778
Seção 3	35°	2,577	2,558	1,746	1,475
Seção 4	19°	4,049	2,271	0,974*	0,542*

*FS < 1 – estima-se que pode haver ruptura.

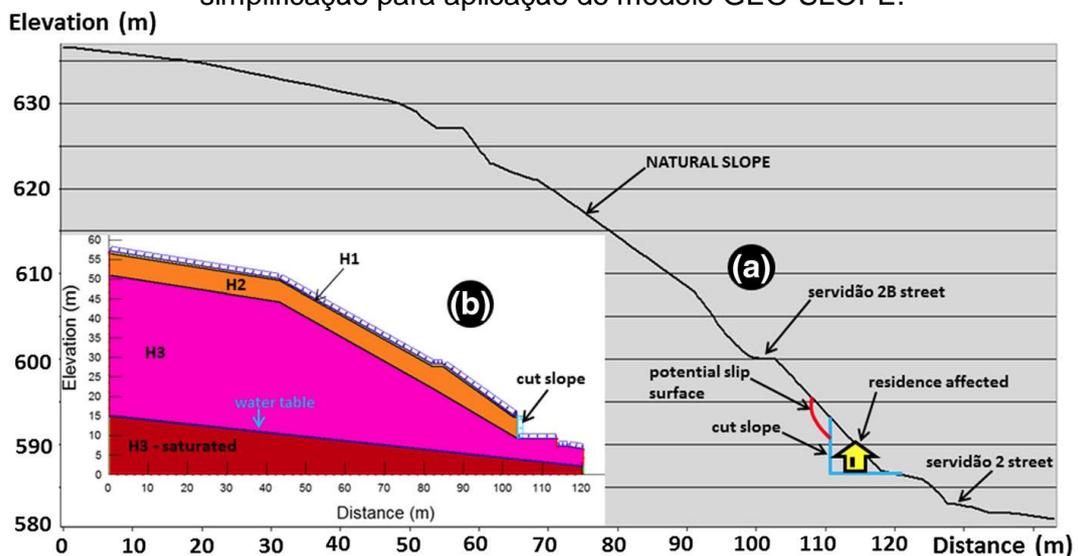
Fonte: Produção do autor.

Optou-se por realizar as análises das Seções 1, 2, 3 e 4 com base na topografia original de cada uma delas, com o objetivo de representar as encostas de forma mais próxima da realidade. Entende-se que os resultados foram adequados, porém observou-se que o programa tem algumas limitações quanto a esse tipo de análise. Há dificuldade dos modelos em relação à geração de malhas numéricas retangulares e triangulares em superfícies irregulares, como é o caso da topografia original das encostas modeladas. Esse é um grande desafio para os modelos numéricos, pois a convergência dos resultados se torna mais complexa e

difícil. Com isso observou-se lentidão do processamento, e indicação de algum tipo de instabilidade numérica no cálculo do FS, isto é, em alguns momentos o FS estimado era muito baixo (em torno de 0,1), em outros momentos, o FS resultante era muito elevado (em torno de 10). Para corrigir esses valores do FS, foram realizados ajustes na escolha do local de ‘entrada e saída’, eventualmente, optando-se por iniciar ou finalizar as análises um pouco mais a montante ou a jusante da encosta.

Muitas vezes, opta-se por utilizar uma declividade média, ou seja, uma encosta hipotética, similar à análise de sensibilidade da presente pesquisa. Como exemplo de adaptação da topografia real para o modelo GEO-SLOPE, tem-se a Figura 4.34. Na figura, observa-se as análises ‘a’ e ‘b’, em ‘a’, as condições topográficas originais e em ‘b’, as condições simplificadas (MENDES et al., 2017).

Figura 4.34 – Comparação entre as condições originais da encosta e a simplificação para aplicação do modelo GEO-SLOPE.



Comparação entre (a) as condições originais da encosta e (b) a simplificação para aplicação do modelo GEO-SLOPE, no caso do deslizamento que ocorreu no bairro do Freitas em São José dos Campos - SP.

Fonte: Mendes et al. (2017).

4.4.4. Correlação entre o fator de segurança e o monitoramento e envio de alertas

O mapeamento de áreas de risco é utilizado como base para tomada de decisão de envio de alertas, porém, este é estático. Para buscar a melhoria no sistema de monitoramento e envio de alertas, pode-se optar por fragmentar o município em alguns blocos que tenham características geológico-geomorfológicas similares. Realizar levantamentos dos parâmetros geotécnicos em áreas de risco localizadas nestes blocos, e inserir estes parâmetros em modelo matemático, associado aos dados pluviométricos em tempo real, bem como sistemas de previsão meteorológica (*nowcasting* ou produtos de modelos de previsão), resultando na estimativa do FS. Esse produto será de grande avanço para o monitoramento, uma vez que as informações de risco serão dinâmicas no tempo e espaço.

O modelo GEO-SLOPE não tem a funcionalidade de ser operacional, porém, seus métodos de análise de fluxo e estabilidade (método de Morgenstern-Price e fluxo de água no solo) podem ser inseridos em um novo sistema, acoplado com a recepção de dados pluviométricos, bem como estimativa de previsão meteorológica. Indica-se que as seções transversais definidas para estes blocos sejam inseridas nos modelos de análise de fluxo de estabilidade com a declividade média da encosta, e não a topografia original, visando minimizar erros que o modelo pode sofrer, conforme citado no item 4.2.3.

Existem pesquisas que indicam a correção do FS com a precipitação, como forma de monitoramento e envio de alertas. Em Taiwan, foi desenvolvida uma pesquisa e como resultados, foram definidos dois níveis de alerta em função do FS. Para tanto, foram analisadas áreas com histórico de desastres na bacia do rio Gaoping, associados ao acumulado de precipitação que influenciaram na ocorrência, em simulação de 48 horas de duração pelo modelo TRIGRS. Ao final, foram indicados os valores de FS igual a 1,15 como alerta amarelo e FS igual a 1,12 para alerta vermelho (CHIEN et al., 2015).

No Brasil, existem definições de FS indicados para estabilidade de encosta, regulamentados pela NBR 11.682, que trata de estabilidade de encostas

(ABNT, 2009). Para a ABNT, o valor do FS está relacionado com a resistência ao cisalhamento do material. Assim, o maior fator de segurança indica maior segurança contra a ruptura. Os materiais naturais, como solo e rocha, podem reduzir a segurança, quando comparados aos materiais de estruturas de contenção.

Assim, ABNT (2009) entende que o FS pode variar em função da situação potencial de ruptura da encosta, em relação à possibilidade de danos a vidas humanas e à possibilidade de danos materiais e ambientais. Desse modo, os projetos de engenharia devem ser enquadrados com base no nível de segurança, adotando-se FS mínimos. A Tabela 4.12 apresenta a correlação entre os dois níveis de segurança indicados, bem como os FS mínimos a serem considerados, segundo recomendações da ABNT (2009). Esta correlação descarta os processos de movimentos de massa do tipo rastejo, queda e rolamento de blocos, bem como os processos erosivos de ravinamento e voçorocamento.

Tabela 4.12 – Correlação entre os níveis de segurança contra danos a vidas humanas associados aos materiais e ambientais.

<p>Nível de segurança contra danos a vidas humanas</p> <p>Nível de segurança contra danos materiais e ambientais</p>	<p>Alto</p> <p>- Áreas com <u>intensa</u> movimentação e permanência de pessoas, como edificações públicas, residenciais, ou industriais, estádios, praças e demais locais, urbanos ou não, com possibilidade de elevada concentração de pessoas.</p> <p>- Ferrovias e rodovias de tráfego intenso.</p>	<p>Médio</p> <p>- Áreas e edificações com movimentação e permanência <u>restrita</u> de pessoas.</p> <p>- Ferrovias e rodovias de tráfego moderado.</p>	<p>Baixo</p> <p>- Áreas e edificações com movimentação e permanência <u>eventual</u> de pessoas.</p> <p>- Ferrovias e rodovias de tráfego reduzido.</p>
<p>Alto</p> <p>- Danos Materiais: Locais próximos a propriedades de <u>alto valor</u> histórico, social ou patrimonial, obras de grande porte e áreas que afetem <u>serviços essenciais</u>.</p> <p>- Danos ambientais: Locais sujeitos a <u>acidentes ambientais graves</u>, tais como nas proximidades de oleodutos, barragens de rejeito e fábricas de produtos tóxicos.</p>	1,5	1,5	1,4
<p>Médio</p> <p>- Danos Materiais: Locais próximos a propriedades de <u>valor moderado</u>.</p> <p>- Danos ambientais: Locais sujeitos a <u>acidentes ambientais moderados</u>.</p>	1,5	1,4	1,3
<p>Baixo</p> <p>- Danos Materiais: Locais próximos a propriedades de <u>valor reduzido</u>.</p> <p>- Danos ambientais: Locais sujeitos a <u>acidentes ambientais reduzidos</u>.</p>	1,4	1,3	1,2

Fonte: ABNT (2009).

Buscou-se fazer uma adaptação dos níveis de segurança de implementação de projetos de engenharia que são normas oficiais no Brasil, aos níveis de alerta. Assim, propõe-se inicialmente que o alerta moderado seja emitido quando o FS for igual a 1,5; o alerta alto, quando FS for igual a 1,3; e o alerta muito alto, pode ser disparado, quando FS for igual a 1,2 (Tabela 4.13).

Tabela 4.13 – Proposta inicial de correção entre a variação do FS e os níveis de alerta.

Nível do Alerta	Fator de Segurança
Moderado	1,5
Alto	1,3
Muito alto	1,2

Fonte: Produção do autor.

Porém, são necessários estudo mais aprofundados de validação destes FS como indicadores de alertas, uma vez que também deve-se levar em conta, o tempo de antecedência que os alertas devem ser emitidos, para que as Defesas Civis tenham tempo para atuação junto à população, antes que de fato ocorram os deslizamentos. As faixas para cada nível de alerta podem ainda ser discutidas em parceria com as Defesas Civis municipais e estaduais, para que os alertas sejam coerentes com suas atuações locais e regionais de prevenção junto à população.

5 CONCLUSÃO

O município de Campos do Jordão tem histórico de deslizamento, relacionados à ocupação desordenada, ao padrão topográfico e ao clima da região. Na escala local, a orografia e, em grande escala, a atuação de fenômenos como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) influenciam nos eventos de chuva. No primeiro caso, a chuva orográfica-convectiva tende a ser localizada e pode ser de grande intensidade. No segundo caso, resulta em dias consecutivos com precipitação que podem gerar elevados acumulados.

Os valores de referência mais utilizados em monitoramento e alertas de risco de deslizamento no Brasil são os limiares críticos de precipitação. A limitação do uso dos limiares críticos é que estes são estáticos no tempo, cobrem áreas muito extensas e raramente contemplam as alterações antrópicas nas encostas. Por exemplo, utilizam-se os valores de 60 mm/72h para a Serra da Mantiqueira como um todo, incluindo o município de Campos do Jordão.

O principal objetivo deste trabalho foi aplicar modelos matemáticos de estabilidade de encosta em área selecionada, visando melhor compreender as relações entre alterações antrópicas, distribuição espacial e temporal de chuvas com a estabilidade de encostas por meio de análises da variação do fator de segurança.

A área selecionada para o estudo de caso foi a bacia do córrego Piracuama, no município de Campos do Jordão, SP. As razões para tal escolha foram: histórico de deslizamentos em encostas; e a disponibilidade de dados de levantamentos topográficos e geotécnicos detalhados para esta área. Em particular, foi selecionado o evento de precipitação que ocorreu no dia 10 de janeiro de 2013, que resultou em quatro ocorrências de deslizamento na área de estudo.

No que concerne à escolha de modelos matemáticos de estabilidade de encostas, optou-se pela escolha de dois modelos: SHALSTAB e GEO-SLOPE pelas seguintes razões: o primeiro permite realizar análise geo-

relacional, indicando as áreas mais instáveis na bacia hidrográfica. O segundo, por sua vez, permite realizar análise de fluxo e estabilidade na escala da encosta.

De modo geral, os resultados da utilização destes dois tipos de modelos em relação às áreas de encostas instáveis com respeito a deslizamentos foram coerentes com as observações e estudos anteriores. O modelo SHALSTAB gerou resultados adequados na bacia do córrego Piracuama, condizentes com os mapas de suscetibilidade e risco. Desse modo, puderam ser indicadas as regiões mais suscetíveis à ocorrência de deslizamentos, para que fossem traçadas as seções transversais, que permitiu a aplicação do modelo GEO-SLOPE em cada uma destas seções transversais.

A aplicação do modelo GEO-SLOPE nas seções transversais mostrou que a estabilidade das encostas estudadas é sensível às alterações antrópicas da encosta. O modelo utiliza métodos de análise de fluxo e estabilidade e concluiu-se que é apropriado para a realização de retroanálise de eventos de deslizamento, não tendo funcionalidade operacional.

Por outro lado, seus métodos de análise de fluxo e estabilidade do modelo GEO-SLOPE podem, em princípio, ser inseridos em um novo sistema, acoplados à recepção de dados pluviométricos em tempo real, bem como produtos de previsão de curtíssimo prazo, resultando em um sistema operacional de previsão de risco de deslizamentos. Este monitoramento pode ser aplicado em diversas encostas, para as quais se tenham informações geotécnicas detalhadas, bem como informações referentes a intervenções antrópicas. Desse modo, a indicação das áreas críticas a ocorrência de deslizamento seria realizada de forma dinâmica, baseada na variação do fator de segurança permitindo a emissão de alertas de risco de deslizamento. Idealmente, a aplicação de modelos matemáticos para definição de estabilidade de encosta é considerada mais objetiva, uma vez que aplicar equações que descrevam fisicamente o modelo evita o uso de subjetividade na análise e tomada de decisão de envio de alertas.

Na aplicação do modelo de estabilidade de encosta (GEO-SLOPE), foram utilizados dados de parâmetros geotécnicos da literatura referente ao município de Campos do Jordão. Isto indica que este trabalho pode ser replicado em outros municípios, utilizando dados de levantamentos prévios. Porém, entende-se que há dificuldade em adquirir dados geotécnicos levantados em trabalhos técnicos, o que pode dificultar a implementação em caráter operacional de forma robusta, sendo possível apenas a aplicação em municípios que tenham levantamentos e disponibilização de tais dados. Ou seja, é possível que esta metodologia seja replicada em municípios com importante histórico de ocorrência, uma vez que estes são estudados com mais frequência.

A análise comparativa da encosta natural e após a inserção de talude de corte e presença de carga, representando as residências, bem como o vazamento em diferentes pontos da encosta, com vazões de 1 m³/s e 1,5 m³/s gerou resultados satisfatórios, isto é, indicou a sensibilidade do modelo à variação da precipitação e da antropização das encostas. Assim, observa-se que estes fatores antrópicos influenciam na redução da quantidade de chuva necessária para causar deslizamentos.

A originalidade identificada na presente pesquisa foi considerar a influência de fatores antrópicos através de modelagem numérica de estabilidade de encosta aplicáveis em sistema de monitoramento e alerta de risco de deslizamento.

Em relação aos dados pluviométricos, a presente pesquisa se embasou nos dados de uma estação automática na aplicação da modelagem. Mas diante da possibilidade de criar um sistema de monitoramento que utilize a variação do fator de segurança como tomada de decisão para envio de alertas, uma melhor cobertura de pluviômetros permite maior precisão. Em especial, nas regiões escarpadas, a variabilidade espacial da precipitação é notável.

Outro fator relevante, é que os dados da estação automática utilizada têm atualização horária, porém para o monitoramento, indica-se a utilização de

pluviômetros com atualização da precipitação mais frequente, a cada 5, 10 ou 15 minutos. A cobertura da rede de pluviômetros automáticos tem expandido no Brasil. Um exemplo é a implantação dos pluviômetros do Cemaden que começaram a ser instalados em 2013. Por exemplo, no município de Campos do Jordão, o Cemaden instalou 12 pluviômetros automáticos que registram e enviam informações de totais pluviométricos a cada 10 minutos. Em paralelo a isto, estados e municípios também tem expandido suas redes.

Conforme descrito no texto, optou-se por utilizar a topografia original na aplicação do modelo GEO-SLOPE, porém, há dificuldade de processamento do modelo em relação à geração de malhas numéricas retangulares e triangulares em superfícies irregulares. Este fato causou lentidão no processamento, bem como resultados com valores extremos do fator de segurança. Portanto, como indicação de estudos futuros, sugere-se que seja realizada a comparação dos resultados da topografia original com a declividade média da encosta.

Sugere-se ainda a criação de um sistema embasado nos métodos de análise de fluxo e estabilidade, associado a dados pluviométricos em tempo real, bem como sistemas de previsão meteorológica (*nowcasting* ou produtos de modelos de previsão), resultando na estimativa do FS. Esse produto pode significar grande avanço para o monitoramento, uma vez que as informações de risco terão caráter dinâmico no tempo e espaço.

Sugere-se ainda, que sejam realizadas pesquisas em relação à possibilidade de fragmentação de municípios em blocos, conforme suas características geológico-geomorfológicas. Para a aplicação da metodologia em criação de sistemas operacionais de monitoramento e alerta de risco de deslizamento, pode-se inicialmente utilizar os parâmetros geotécnicos da literatura disponível sobre os municípios em questão, mas gradualmente há que se levantar informações específicas para encostas previamente identificadas como de maior risco, inclusive informações detalhadas sobre interferências antrópicas em tais encostas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABACUS Engenharia e Treinamentos. **GeoStudio 2012 - SLOPE/W**: análise da estabilidade de taludes por equilíbrio limite. 16 dez. 2016. 215 slides. Curso de Análise de Estabilidade, Percolação, Tensão-Deformação em Solos, com a utilização dos softwares SLOPE/W, SEEP/W e SIGMA/W. Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (Cemaden), São José dos Campos, 2016.
- AHRENDT, A. **Movimentos de massa gravitacionais – proposta de um sistema de previsão**: aplicação na área urbana de Campos do Jordão – SP. 2005. 364p. Tese (Doutorado em Geotecnia) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2005. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/18/18132/tde-06102006-090547/pt-br.php>>. Acesso em: 05 set. 2015.
- AHRENDT, A; ZUQUETTE, L. V. Triggering factors of landslides in Campos do Jordão city, Brazil. **Bulletin of engineering geology and the environment**, v. 62, p. 231-244, 2003. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s10064-003-0191-8>>. Acesso em: 14 set. 2017.
- ALERTABLU. **Índices de monitoramento**. 2017 Disponível em: <<http://alertablu.cob.sc.gov.br/c/escorregamentos>>. Acesso em 20 dez. 2017.
- AMARAL C.; LIMA I. F.; VAREJÃO L. C.; SANTANA, M. Carta de risco remanescente a escorregamentos no município de Teresópolis, após o Megadesastre 11 da Região Serrana. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 12., 2011, Nova Friburgo, RJ. **Anais...** Rio de Janeiro: Serviço Geológico do Estado do Rio de Janeiro; Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2011. Disponível em: <<http://www.drm.rj.gov.br/index.php/downloads/category/26-trabalhos-tnicos-cientficos?download=150%3Acarta-de-risco-remanescente-a-escorregamentos-no-municipio-de-teresopolis-aps-o-megadesastre-11-da-regio-serrana.>>. Acesso em: 05 set. 2015.
- AMARAL, S.E.; FUCK, G.F. Sobre o deslizamento de turfosa ocorrido em Campos do Jordão, São Paulo em agosto de 1972. **Boletim IG**, 1973. 4: p. 21 – 37, São Paulo. Disponível em: <<http://www.journals.usp.br/bigusp/article/download/45202/48814>>. Acesso em: 15 ago. 2014.
- ANDRADE, E.; BROLLO, M. J.; SILVA, P. C. F.; PENTEADO, D. R.; SANTORO, J.; RIBEIRO, F. S.; GUEDES, A. C. M.; BRAGA, E. S. Campos do Jordão (SP): mapeamento de perigo e risco de escorregamentos e inundação no bairro de Vila Albertina, como subsídio à gestão de risco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 14. / SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL, 8., 2015, Campos do Jordão, SP. **Anais...** Campos do Jordão, 2015. s/p. Disponível em:

<<https://pt.slideshare.net/mjbrolo/andrade-et-alvilaalbertinasimpgeosudeste2015>>. Acesso em: 12 ago. 2017.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS (ABNT). **NBR 6.120**: 1980 Cargas para cálculo de estruturas e edificações. Rio de Janeiro, nov. 1980. p. 3. Disponível em: <https://sag.fucamp.com.br/assets/professor/material_apoio/8430nbr-6120.pdf>. Acesso em: 10 ago. 2017.

_____. **NBR 11.682**: 2009 Estabilidade de encostas. Rio de Janeiro, ago. 2009. 38 p. Disponível em: <<https://www.target.com.br/produtos/normas-tecnicas/27607/nbr11682-estabilidade-de-encostas>>. Acesso em: 06 nov. 2017.

AUGUSTO FILHO, O. Caracterização geológico-geotécnica voltada à estabilização de encostas: uma proposta metodológica. In: CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS, 1., 1992, Rio de Janeiro, RJ. **Anais...** Rio de Janeiro: ABMS/ABGE/PUCRJ, 1992, p. 721-733.

AUGUSTO FILHO, O.; VIRGILI, J. C. Estabilidade de taludes. In: OLIVEIRA, M. S., BRITO, S. N. A. **Geologia de Engenharia**. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998.

BANCO MUNDIAL. Understanding Risk: **Entendendo risco Brasil**. 2012. Disponível em: <https://understandrisk.org/wp-content/uploads/Understanding_risk_brazil.pdf>. Acesso em: 17 ago. 2014.

BITAR, O. Y; FREITAS, C. G. L; FERREIRA, A. L. Classificação de declividade para fins de normalização geotécnica em planejamento urbano: estudos em áreas de domínio pré-cambriano na Região Sudeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46. / CONGRESSO DE GEOLOGIA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 1., 2012, Santos, SP. **Anais...** Santos: Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT, 2012. Disponível em: <<http://escriba.ipt.br/pdf/171029.pdf>>. Acesso em: 08 jul. 2017.

BRASIL – Presidência da República. Lei N° 6.766, de 19 de dezembro de 1979. **Dispõe sobre o parcelamento de solo urbano e dá outras providências**. Brasília, 19 dez. 1979. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/L6766.htm>. Acesso em: 26 jun. 2017.

_____. Lei N° 12.608, de 10 de abril de 2012. **Institui a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil – PNPDEC**. Brasília, 10 abr. 2012a. Disponível em: <http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_Ato2011-2014/2012/Lei/L12608.htm>. Acesso em: 05 jan. 2014.

BRASIL – Ministério da Integração Nacional. Secretaria Nacional de Defesa Civil. Centro Nacional de Gerenciamento e Riscos e Desastres.

Anuário brasileiro de desastres naturais: 2012. Brasília: CENAD, 2012b. 84 p. Disponível em: <http://www.mi.gov.br/c/document_library/get_file?uuid=f22cccd-281a-4b72-84b3-654002cff1e6&groupId=185960>. Acesso em: 13 fev. 2015.

BRESSANI, L. A.; COSTA, E. A. Avaliação probabilística da estabilidade de um talude coluvionar de basalto. In: CONFERÊNCIA BRASILEIRA ESTABILIDADE DE ENCOSTAS - COBRAE, 4., 2005, Salvador, BA. **Anais...** Salvador: ABMS, 2005. v. 2. p. 699-709. Disponível em: <<https://www.abms.com.br/links/bibliotecavirtual/cobrae2005/2005-bressani-costa.pdf>>. Acesso em: 28 nov. 2016.

BROLLO, M. J.; TOMINAGA, L. K. (Org.) **Desastres naturais e riscos geológicos no estado de São Paulo:** cenário de referência – 2012a. Boletim n. 1 – Grupo de Articulação de Ações Executivas (GAAE). 1ª ed. São Paulo: Coordenadoria Estadual de Defesa Civil, 2012, 100p. Disponível em: <<http://igeologico.sp.gov.br/noticias/programa-estadual-de-prevencao-de-desastres-naturais-e-reducao-de-riscos-divulga-boletim-com-cenario-de-referencia-de-2012/>>. Acesso em: 09 jun. 2015.

CAMPOS, B.; REBOITA, M. S.; CARVALHO, V. S. B.; DIAS, C. G. Circulações locais induzidas pela topografia no Vale do Paraíba e na Serra da Mantiqueira: um estudo de caso para o período de 16 e 22 de agosto de 2010. **Revista Brasileira de Geografia Física.** v. 09, n. 03, p. 753-765, 2016. Disponível em: <<https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe/article/view/233705>>. Acesso em: 30 dez. 2017.

CAMPOS, T. M. P.; AMARAL, C. P.; MONCADA, M. P. H.; VELOSO, R. Q. Avaliação preliminar das causas de ruptura de uma encosta em Nova Friburgo, RJ. In: CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS, 4., 2005, Salvador, BA. **Anais...** Salvador: ABMS, 2005. Disponível em: <<https://www.abms.com.br/links/bibliotecavirtual/cobrae2005/2005-campos-amaral.pdf>>. Acesso em: 10 mar. 2017.

CAPUTO, H. P. Resistência ao Cisalhamento dos Solos. In: _____. **Mecânica dos solos e suas aplicações:** fundamentos. 6ª ed. Vol. 1. Rio de Janeiro: LTC, 1996. cap. 11, p. 158–171.

CARVALHO, C. S.; GALVÃO, T. (Org) **Prevenção de riscos de deslizamentos em encostas:** guia para elaboração de políticas públicas municipais. Brasília: Ministério das Cidades; Cities Alliance, 111 p., 2006. Disponível em: <<http://planodiretor.mprs.mp.br/arquivos/prevencaoriscos.pdf>>. Acesso em: 28 dez. 2017.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 15, p.

2377-2394, 2002. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<2377:EPEISS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<2377:EPEISS>2.0.CO;2)>. Acesso em: 30 dez. 2017.

CASAGLI, N.; DAPPORTO, S.; IBSEN, M. L.; TOFANI, V.; VANNOCCI, P. Analysis of the landslide triggering mechanism during the storm of 20th–21st November 2000, in Northern Tuscany. **Landslides**, v. 3, n. 1, p. 13–21, 2006. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s10346-005-0007-y>>. Acesso em: 26 out. 2017.

CAVALVANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; DIAS, A. F. S.; SILVA, M. G. A. J. (org.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CENTRE FOR RESEARCH ON THE EPIDEMIOLOGY OF DISASTERS (CRED)/THE UNITED NATIONS OFFICE FOR DISASTER RISK REDUCTION (UNISDR). **The human cost of weather related disasters**. Brussels: Belgium, 27p., 2015. Disponível em: <<https://www.unisdr.org/we/inform/publications/46796>>. Acesso em: 19 fev. 2018.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS (CPTEC)/INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). **Boletim técnico**: Análise Sinótica. Cachoeira Paulista, 09 de janeiro de 2013a. Disponível em: <<http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt>>. Acesso em: 12 ago. 2017.

_____. **Boletim técnico**: Análise Sinótica. Cachoeira Paulista, 10 de janeiro de 2013b. Disponível em: <<http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt>>. Acesso em: 12 ago. 2017.

_____. **Boletim técnico**: Análise Sinótica. Cachoeira Paulista, 11 de janeiro de 2013c. Disponível em: <<http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt>>. Acesso em: 12 ago. 2017.

_____. **Precipitação intensa sobre São Paulo no dia 12 de janeiro de 2013**. Cachoeira Paulista, 14 jan. 2013d. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/noticias/noticia/22986>>. Acesso em: 12 ago. 2017.

_____. **Anomalia de precipitação (mm) JAN/2015**. Cachoeira Paulista, 27 fev. 2015. Disponível em: <<http://clima1.cptec.inpe.br/monitoramentobrasil/pt>>. Acesso em: 14 ago. 2017.

_____. **Anomalia de precipitação (mm) JAN/2016**. Cachoeira Paulista, 05 fev. 2016. Disponível em: <<http://clima1.cptec.inpe.br/monitoramentobrasil/pt>>. Acesso em: 14 ago. 2017.

_____. **Anomalia de precipitação (mm) JAN/2017**. Cachoeira Paulista, 01 fev. 2017. Disponível em: <<http://clima1.cptec.inpe.br/monitoramentobrasil/pt>>. Acesso em: 14 ago. 2017.

CENTRO NACIONAL DE GERENCIAMENTO DE RISCOS E DESASTRES (CENAD). **Anuário brasileiro de desastres naturais**: 2012. Brasília: CENAD, 2012. 80 p.

_____. **Anuário brasileiro de desastres naturais**: 2012. Brasília: CENAD, 2013. 84 p.

CENTRO NACIONAL DE MONITORAMENTO E ALERTAS DE DESASTRES NATURAIS (CEMADEN). **Dados históricos das estações pluviométricas**. Período dos dados: set/2013 a jul/2017. Disponibilizado pelo Download em Mapa Interativo, 2017. Disponível em: <<http://www.cemaden.gov.br/mapainterativo/#>>. Acesso em: 14 ago. 2017.

CHIEN, L. K.; HSU, C. F.; YIN, L. C. Warning model for shallow landslides induced by extreme rainfall. **Water**, v. 7, p. 4362-4384, 2015. Disponível em: <<http://www.mdpi.com/2073-4441/7/8/4362>>. Acesso em: 02 dez. 2017.

COMISSÃO MUNICIPAL DE DEFESA CIVIL DE SALVADOR (CODESAL). **Histórico de acidentes**. 2018. Disponível em: <<http://www.codesal.salvador.ba.gov.br/index.php/historico-de-acidentes>>. Acesso em: 02 jan. 2018.

COSTA, A. M. C.; ROJAS, J. W. J.; PEREIRA FILHO, R. R.; SILVA, M. R. C. L.; SILVA, L. R. GEO-SLOPE como instrumento de ensino aos acadêmicos de engenharia. In: SALÃO INTERNACIONAL DE ENSINO, PESQUISA E EXTENSÃO, 2015, Bagé, RS. **Anais...** Bagé, 2015. Pôster. Disponível em: <<http://seer.unipampa.edu.br/index.php/siepe/article/view/17206>>. Acesso em 25 mar. 2017.

CLIMANÁLISE. **Boletim de monitoramento e análise climática**. Cachoeira Paulista: INPE/CPTEC, v. 28, n. 01, jan. de 2013. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/index0113.shtml>>. Acesso em: 12 ago. 2017.

CRUDEN, D. M.; VARNES, D. J. Landslide types and processes. In: _____. **Landslides**: investigation and mitigation. (Special Report v. 247). Washington, DC: Transportation and Research Board Special Report, National Academy of Sciences, p. 36-75, 1996.

CRUZ, O. Contribuição geomorfológica ao estudo de escarpas da Serra do Mar. **Revista IG**, v. 8-10, 11 n. 1, p. 9-20, 1990. Disponível em: <http://www.igeologico.sp.gov.br/downloads/revista_ig/v8-11n1a02.pdf>. Acesso em: 09 jun. 2016.

DAHAL, R. K.; HASEGAWA, S.; YAMANAKA, M.; DHAKAL, S.; BHANDARY, N. P.; YATABE, R. Comparative analysis of contributing parameters for rainfall-triggered landslide in the Lesser Himalaya of Nepal. **Environmental Geology**, v. 58, n. 3, p. 567-586, 2009. Disponível em:

<<https://link.springer.com/article/10.1007/s00254-008-1531-6>>. Acesso em: 26 out. 2017.

DEMCZUC, P.; ZYDRON, T.; SILUCH, M.; KLIMEK, M. Impact of meteorological conditions on stability of selected slopes in the Wisnicz Foothills. **Annals of Warsaw University of Life Sciences - Lan Reclamation**, v. 46, n. 4, p. 363-380, 2014. Disponível em: <<https://www.degruyter.com/view/j/sggw.2014.46.issue-4/sggw-2015-0009/sggw-2015-0009.xml>>. Acesso em 25 out. 2017.

DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA (DAEE)/ UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA (UNESP). **Mapa geológico do estado de São Paulo**. Escala 1:250.000. São Paulo: Convênio DAEE/ UNESP, Secretaria de Obras e do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, 1984. (Compilação eletrônica Lebac/ IGCE/ Unesp, 2009).

DIETRICH, W.E.; REAL DE ASUA, R.; COYLE, J.; ORR, B.; TRSO, M. **A validation study of the shallow slope stability model, SHALSTAB, in forested lands of Northern California**. Berkeley: UC Berkeley, 1998, 59 p. Disponível em: <http://vvvvvv.krisweb.com/biblio/gen_ucb_dietrichetal_1998_shalstab.pdf>. Acesso em: 01 dez. 2013.

DHAKAL, A. S.; SIDLE, R. Long-term modelling of landslides for different forest management practices. **Earth Surface Processes and Landforms** v. 28, p. 853-868, 2003. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.499/pdf>>. Acesso em: 10 ago. 2017.

DUNCAN, J. M. Factors of safety and reliability in geotechnical engineering. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**. v. 126, n. 4, 2000. Disponível em: <<http://www2.dec.fct.unl.pt/projectos/UBLA/Du00.pdf>>. Acesso em: 30 nov. 2017

EGUCHI, E. S.; SILVA, E. L.; OLIVEIRA, M. S. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado e da taxa de infiltração básica determinadas "in situ". **Ciência e Agrotecnologia**. Lavras: Edição Especial, p.1607-1613, 2003. Disponível em: <<http://www.editora.ufla.br/index.php/component/phocadownload/category/6-numero-e?download=21:v27ne>>. Acesso em: 30 nov. 2017.

FARIA, R. L. **Zoneamento da susceptibilidade à ocorrência de escorregamentos na bacia hidrográfica do córrego do Yung**. 2013. 77p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Juiz de Fora (UFJF), Juiz de Fora, 2013. Disponível em: <<https://repositorio.ufjf.br/jspui/handle/ufjf/4147>>. Acesso em: 18 mar.2017.

FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T.; VIEIRA, B. C.; MONTMOMERY, D. R.; GREENBERG, H. **Condicionantes**

geomorfológicos dos escorregamentos nas encostas: avaliação de metodologias e aplicação de modelos de previsão de áreas susceptíveis. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 2, n. 1, p. 51-71, 2001.

FERREIRA, S.B.; LANA, M. S.; RIBEIRO, L. F. M.; PEREIRA, B. A. Análise de ruptura em talude urbano em Ouro Preto. In: CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS – COBRAE, 5., 2009, São Paulo, SP. **Anais...** São Paulo, 2009. p 1-8. Disponível em: <<https://www.abms.com.br/links/bibliotecavirtual/cobrae/2009-ferreira.pdf>>. Acesso em: 25 out. 2017.

FOSS, M. **Efeitos da orografia do sudeste da América do Sul nas estruturas dos sistemas frontais.** 2016. 197p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016. Disponível em: <<http://www3.inpe.br/biblioteca/>>. Acesso em: 31 dez. 2017.

FUNDAÇÃO SISTEMA ESTADUAL DE ANÁLISE DE DADOS (SEADE). **Estatísticas vitais.** s/d Disponível em: <<http://produtos.seade.gov.br/produtos/500anos/index.php?tip=esta>>. Acesso em: 10 ago. 2014.

FUTAI, M. M.; CECÍLIO JUNIOR, M. O.; ABRAMENTO, M. Resistência ao cisalhamento e deformabilidade de solos residuais da Região Metropolitana de São Paulo. In: NEGRO, A. et al. (Ed.). **Twin Cities:** solos das Regiões Metropolitanas de São Paulo e Curitiba. São Paulo: Associação Brasileira de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica (ABMS), 2012. Cap. 7, s/p. Disponível em: <https://edisciplinas.usp.br/pluginfile.php/191659/mod_resource/content/0/Cap7_ResistenciaDeformabilidadeSolosResiduais-Livro%20solos%20da%20regi%C3%A3o%20Metropolitana%20de%20S%C3%A3o%20Paulo.pdf>. Acesso em: 10 mar. 2017.

GEO-SLOPE. **GeoStudio.** Licença adquirida pelo Projeto Desenvolvimento de Sistemas de Previsão de Enxurras, Inundações e Movimentos de Massa em Encostas para Prevenção de Desastres Naturais – Cemaden/CNPQ. Alberta – Canada: GEO-SLOPE International Ltd. 2012.

_____. **Stability modeling with SLOPE/W:** An Engineering Methodology. Alberta – Canada: GEO-SLOPE International Ltd, 2015a. 244p. Disponível em: <<http://downloads.geo-slope.com/geostudioresources/8/0/9/books/slope%20modeling.pdf?v=8.0.10.6>>. Acesso em: 05 ago. 2016.

_____. **Seepage modeling with SEEP/W:** An Engineering Methodology. Alberta – Canada: GEO-SLOPE International Ltd, 2015b. 197p. Disponível em: <<http://downloads.geo-slope.com/geostudioresources/8/0/6/books/seep%20modeling.pdf?v=8.0.7.6129>>. Acesso em: 08 fev. 2017.

GOMES, A. T. G.; GUIMARÃES, R. F.; CARVALHO JUNIOR, O. A.; FERNANDES, N. F.; AMARAL JUNIOR, E. V. Combining Spatial Models for Shallow Landslides and Debris-Flows Prediction. **Remote Sensing**, v. 5, n. 5, p. 2219-2237, 2013. Disponível em: <<http://www.mdpi.com/2072-4292/5/5/2219>>. Acesso em: 20 nov. 2013.

GOMES, M. C. V. **Análise da influência da condutividade hidráulica saturada dos solos nos escorregamentos rasos na bacia do rio Guaxinduba (SP)**. 2012. p. 138. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2012.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação**. São Paulo: Edgard Bluche, 1976. 170p.

GUIMARÃES, R. F.; CARVALHO JUNIOR, O. A.; GOMES, R. A. T.; FERNANDES, N. F. Movimentos de Massa. In: FLORENZANO, Teresa Galotti (Org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, p.159 – 184, 2008.

GUIMARÃES, R. F.; FERNANDES, N. F.; GOMES, R. A. T.; CARVALHO JUNIOR, O. A. Fundamentação teórica do modelo matemático para previsão de escorregamentos rasos – shallow stability. **Espaço & Geografia**, v. 6, n. 2, p. 133 – 150, 2003. Disponível em: <<http://repositorio.unb.br/handle/10482/10671>>. Acesso em: 25 nov. 2013.

GÜNTHER, W. R.; CICCOTTI, L.; RODRIGUES, A. C. (Org) **Desastres: múltiplas abordagens e desafios**. 1. Ed. Rio de Janeiro: Elsevier, 328 p., 2017.

GUPTA, H. Mega-Tsunami of 26th December, 2004: Indian initiative for early warning system and mitigation of oceanogenic hazards. **Department of Ocean Development**, 'Mahasagar' Bhavan, CGO Complex, Lodi Road, New Delhi, India, p. 2-5, 2005. Disponível: <<http://52.172.159.94/index.php/epi/article/view/62276>>. Acesso em: 28 dez. 2017.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C. Neotectônica no planalto de Campos do Jordão, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 31, v. 3, p. 375-384, 2001. Disponível em: <<http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/10600>>. Acesso em: 07 set. 2015.

IDE, F. S.; MACEDO, E. S. Sistemas Meteorológicos associados a escorregamentos com vítimas fatais no Estado de São Paulo no período de 1996 a 2004. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE DESASTRES NATURAIS, 1., 2004, Florianópolis, SC. **Anais...** Florianópolis: GEDN/UFSC, 2004. p. 591-601.

INFOCLIMA. **Boletim de informações climáticas do CPTEC/INPE**. Ano 22, n. 01, 20 de janeiro de 2015. CPTEC/INPE. 2015a. Disponível em:

<infoclima.cptec.inpe.br/~rinfo/pdf_infoclima/201501.pdf>. Acesso em: 11 dez. 2017.

_____. **Boletim de informações Climáticas do CPTEC/INPE**. Ano 22, n. 02, 25 de fevereiro de 2015. CPTEC/INPE. 2015b. Disponível em: <infoclima.cptec.inpe.br/~rinfo/pdf_infoclima/201502.pdf>. Acesso em: 11 dez. 2017.

_____. **Boletim de informações Climáticas do CPTEC/INPE**. Ano 23, n. 1, 25 de janeiro de 2016. CPTEC/INPE. 2016a. Disponível em: <infoclima.cptec.inpe.br/~rinfo/pdf_infoclima/201601.pdf>. Acesso em: 11 dez. 2017.

_____. **Boletim de informações Climáticas do CPTEC/INPE**. Ano 23, n. 2, 29 de fevereiro de 2016. CPTEC/INPE. 2016b. Disponível em: <infoclima.cptec.inpe.br/~rinfo/pdf_infoclima/201602.pdf>. Acesso em: 11 dez. 2017.

_____. **Boletim de informações Climáticas do CPTEC/INPE**. Ano 24, n. 1, 25 de janeiro de 2017. CPTEC/INPE. Disponível em: <infoclima.cptec.inpe.br/~rinfo/pdf_infoclima/201701.pdf>. Acesso em: 11 dez. 2017.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Base de informações do Censo Demográfico 2010**: resultados do universo por setor censitário. Rio de Janeiro, 2011. Disponível em: <http://www.ipea.gov.br/redeipea/images/pdfs/base_de_informacoess_por_setor_censitario_universo_censo_2010.pdf>. Acesso em jul, 2017.

_____. **Sinopse do Censo Demográfico 2010**, 2010, 261p. Disponível em: <https://censo2010.ibge.gov.br/sinopse/>. Acesso em: 02 ago. 2014.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (IPT). Acidentes associados a movimentos gravitacionais de massa ocorridos no município de Campos do Jordão, SP, em janeiro de 2000: ações técnicas após o desastre. Publicação IPT 2815. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL, 10., 2002, Ouro Preto, MG. **Anais...** Ouro Preto: ABGE, 2002a.

_____. **Assessoria técnica para a estabilização das encostas, recuperação da infraestrutura urbana e reurbanização das áreas de risco atingidas por escorregamentos na área urbana do município de Campos do Jordão, SP**. (Relatório Técnico n. 64.399). São Paulo: IPT – Divisão de Geologia, 2002b, 64p. (CD-ROM).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (IPT); SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (CPRM). **Cartas de suscetibilidade a movimentos de gravitacionais de massa e inundações**: 1:25.000 (livro eletrônico): nota técnica explicativa. BITTAR, O. Y (coord.). São Paulo: Publicação IPT n. 3016, 2014. 42p. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Gestao-Territorial/Geologia-de-

Engenharia-e-Riscos-Geologicos/Cartas-de-Suscetibilidade-a-Movimentos-Gravitacionais-de-Massa-e-Inundacoes-3507.html>. Acesso em: jun. 2016.

INSTITUTO GEOLÓGICO (IG)/SECRETARIA DE MEIO AMBIENTE DO ESTADO DE SÃO PAULO (SMA). **Relatório de atendimento técnico – PPDC operação 2012/2013**. n. 01/2012-2013. São Paulo: IG-SMA, 2013. 4 p.

_____. **Mapeamento de riscos associados a escorregamentos, inundações, erosões e solapamentos de margens de drenagens do município de Campos do Jordão (SP)**. São Paulo: Instituto Geológico. Relatório Técnico, 3 volumes. 2014. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/305815986_Mapeamento_de_riscos_associados_a_escorregamentos_inundacoes_erosao_e_solapamento_de_margens_de_drenagens_-_Municipio_de_Campos_do_Jordao_SP_-_Volume_2>. Acesso em: 10 dez. 2014.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Dados meteorológicos da estação A706 – Campos do Jordão**. Período dos dados: nov/2012 a jul/2017. Cedido pelo Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa – BDMEP, 2017. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/>>. Acesso em: 12 ago. 2017.

_____. **Normal climatológica - estação 83714 - Campos do Jordão**. Período de 1961 a 1990. 1992. Disponível em: <www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/graficosClimaticos>. Acesso em: 10 dez. 2017.

_____. **Desvio de precipitação mensal: dezembro de 2014**. 2014. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/desvioChuvaMensal>>. Acesso em: 14 dez. 2017.

_____. **Desvio de precipitação mensal: janeiro, fevereiro e dezembro de 2015**. 2015a. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/desvioChuvaMensal>>. Acesso em: 14 dez. 2017.

_____. **Desvio de precipitação mensal: janeiro, fevereiro e dezembro de 2016**. 2016a. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/desvioChuvaMensal>>. Acesso em: 14 dez. 2017.

_____. **Desvio de precipitação mensal: janeiro e fevereiro de 2017**. Elaborada em 01 fev. 2017a. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/desvioChuvaMensal>>. Acesso em: 14 dez. 2017.

_____. **Desvio de precipitação trimestral**: trimestre dezembro de 2014, janeiro, fevereiro de 2015. Elaborada em 03 mar. 2015b. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/desvioChuvaTrimestral>>. Acesso em: 14 dez. 2017.

_____. **Desvio de precipitação trimestral**: trimestre dezembro de 2015, janeiro, fevereiro de 2016. Elaborada em 02 mar. 2016b. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/desvioChuvaTrimestral>>. Acesso em: 14 dez. 2017.

_____. **Desvio de precipitação trimestral**: trimestre dezembro de 2016, janeiro, fevereiro de 2017. Elaborada em 06 mar. 2017b. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/desvioChuvaTrimestral>>. Acesso em: 14 dez. 2017.

KITA, L. M. **A Polícia militar no processo de operacionalização das coordenadorias municipais de defesa civil**. 2005. Monografia (Curso Superior de Polícia) Secretaria de Estado dos Negócios da Segurança Pública – Polícia Militar do Estado de São Paulo – Centro de Aperfeiçoamento e Estudos Superiores, São Paulo, 2005.

LABUZ, J. F.; ZANG, A. Mohr-Coulomb Failure Criterion. **Rock mechanics and rock engineering**. v. 45, n. 6, p. 975-979, 2012. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s00603-012-0281-7>>. Acesso em: 16 nov. 2017.

LAUTERJUNG, J.; MÜNCH, U.; RUDLOFF, A. The challenge of installing a tsunami early warning vicinity of the Sunda Arc, Indonesia. **Deutsches GeoForschungsZentrum – GFZ**, Telegrafenberg, Germany, p. 641-646, 2010. Disponível em: <<https://search.proquest.com/docview/911220007?pq-origsite=gscholar>>. Acesso em: 28 dez. 2017.

LI, W. C.; DAI, F. C.; WEI, Y. Q.; WANG, M. L.; MIN, H.; LEE, L. M. Implication of subsurface flow on rainfall-induced landslide: a case study. **Landslides**, v. 13, n. 5, p. 1109-1123, 2015. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s10346-015-0619-9>>. Acesso em: 26 out. 2017.

LISTO, F. L. R. **Análise da suscetibilidade e do grau de risco a escorregamentos rasos na bacia do Alto Aricanduva, RMSP (SP)**. 2011. 151 f. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2011. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/8/8135/tde-24042011-182718/pt-br.php>>. Acesso em: 09 nov. 2017.

LIU, P. L. F.; WANG, X.; SALISBURY, A. J. Tsunami hazard and early warning system in South China Sea. **Journal of Asian Earth Sciences**, n. 36, p. 2-12, 2009. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1367912009000406>>. Acesso em: 28 dez. 2017.

MACEDO, E. S.; SANTORO, J.; ARAÚJO, R. E. Plano preventivo de defesa civil (PPDC) para deslizamentos, Estado de São Paulo, Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE DESASTRES NATURAIS, 1., 2004, Florianópolis, SC. **Anais...** Florianópolis: GEDN/UFSC, 2004. p. 908-919. Disponível em: <<http://docplayer.com.br/1295563-Plano-preventivo-de-defesa-civil-ppdc-para-deslizamentos-estado-de-sao-paulo-brasil.html>>. Acesso em: 12 ago. 2014.

MARCELINO, E. V. **Desastres naturais e geotecnologias**: conceitos básicos. Santa Maria: INPE, 2008. Disponível em: <<http://mtc-m16c.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/07.02.16.22/doc/publicacao.pdf>>. Acesso em: 05 jan. 2014.

MENDES, R. M. **Estudo das propriedades geotécnicas de solos residuais não saturados de Ubatuba (SP)**. 2008. p.236. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2008.

MENDES, R. M.; ANDRADE, M. R. M.; GRAMINHA, C. A.; PRIETO, C. C.; ÁVILA, F. F.; CAMARINHA, P. I. M. Stability Analysis on urban slopes: case study of na anthropogenic-induced landslide in São José dos Campos, Brazil. **Geotechnical and Geological Engineering**, p. 1-12, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s10706-017-0303-z>>. Acesso em: 26 jul.2017.

MENDES, R. M.; ANDRADE, M. R. M.; TOMASELLA, J.; MORAES, M. A. E.; SCOFIELD, G. B. Understanding shallow landslide in Campos do Jordão municipality – Brazil: disentangle the anthropic effects from natural causes in the disaster of 2000. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, 2018. Disponível em: <<https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/18/15/2018/>>. Acesso em: 06 jan. 2018.

MENDES, R. M.; VALÉRIO FILHO, M. Real-time monitoring of climatic and geotechnical variables during landslides on the slopes of Serra do Mar and Serra da Mantiqueira (São Paulo State, Brazil). **Engineering**, n. 7, p. 140-159, 2015. Disponível em: <http://file.scirp.org/pdf/ENG_2015032616204944.pdf>. Acesso em: 01 set.2015.

MICHEL, G. P.; KOBIYAMA, M.; GOERL, R. F. Comparative analysis of SHALSTAB and SINMAP for landslide susceptibility mapping in the Cunha river basin, Southern Brazil. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, ed. 7, p. 1266–1277, 2014.

MINISTÉRIO DAS CIDADES et al. **Plano municipal de redução de risco** – Relatório Final: Razões e Soluções. Campos do Jordão, 2006.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; HIRUMA, S. T. A Expansão urbana no planalto de Campos do Jordão - diagnóstico geomorfológico para fins de planejamento. **Revista do Instituto Geológico**, n. 25, v.1/2, p. 1-28,

2004. Disponível em:
<<http://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rig/article/view/8900>>. Acesso em: 07 set. 2015.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. **Water Resources Research**, v. 30, n. 4, p. 1153-1171, Abr. 1994.

MORRISEY, M. M.; WIECZOREK, G. F.; MORGAN, B. A. **A comparative analysis of hazard models for predicting debris flows in Madison County, Virginia**. USGS Open-File Report v. 01, n. 67, 2001. Disponível em: <<https://pubs.usgs.gov/of/2001/ofr-01-0067/ofr-01-0067.html>>. Acesso em: 18 jun. 2017.

NOCENTINI, M.; TOFANI, V.; GIGLI, G.; FIDOLINI, F.; CASAGLI, N. Modeling debris flows in volcanic terrains for hazard mapping: the case study of Ischia Island (Italy). **Landslides**, v. 12, n. 5, p. 831-846, 2015. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s10346-014-0524-7>>. Acesso em: 26 out. 2017.

ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS (ONU)/DEPARTMENT OF ECONOMIC AND SOCIAL AFFAIRS, POPULATION DIVISION. **World urbanization prospects: The 2014 Revision**. 2015. Disponível em: <<https://esa.un.org/unpd/wup/Publications/Files/WUP2014-Report.pdf>>. Acesso em: 16 set. 2016.

PACK, R. T.; TARBOTON, D. G.; GOODWIN, C. N. The SINMAP Approach to terrain stability mapping. **Congress of the International Association of Engineering Geology** (8). Vancouver, Canada. p. 21-25., 1998. Disponível em: <<http://hydrology.usu.edu/dtarb/gishydro99/sinmap/iaeg.pdf>>. Acesso em: 18 jun. 2017.

PAGANO, L.; PICARELLI, L.; RIANNA, G.; URCIUOLI, G. A simple numerical procedure for timely prediction of precipitation-induced landslides in unsaturated pyroclastic soils. **Landslides**, v. 7, n. 3, p. 273-289, 2010. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s10346-010-0216-x>>. Acesso em: 26 out. 2017.

PRADHAN, A. M. S.; KIM, Y. Application and comparison of shallow landslide susceptibility models in weathered granite soil under extreme rainfall events. **Environmental Earth Sciences**. v. 73, n. 9, p. 5761-5771, 2015. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s12665-014-3829-x>>. Acesso em: 18 mar. 2017.

PRIETO, C. C. Comparação entre a aplicação do modelo SHALSTAB com mapas de suscetibilidade e risco de deslizamentos na bacia do córrego Piracuama em Campos do Jordão – SP. **Revista Brasileira de Cartografia** (Edição Especial Geotecnologias e Desastre Naturais). v.69, n. 1, p. 71-87, 2017. Disponível em:

<<http://www.lsie.unb.br/rbc/index.php/rbc/article/view/1349/1079>>. Acesso em: 30 ago. 2017.

RIFFEL, E. S.; RUIZ, L. F. C.; GUASSELLI, L. A. Mapeamento de suscetibilidade a deslizamento a partir de mineração de dados e do modelo SHALSTAB. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 68, n. 9 (Edição Especial Movimentos de Massa e Processos Erosivos), p. 1805 – 1818, 2016. Disponível em: <<http://www.lsie.unb.br/rbc/index.php/rbc/article/view/1820/1050>> Acesso em: 06 jun. 2017.

ROLNIK, R. Exclusão territorial e violência. **São Paulo em Perspectiva**, v. 13, n. 4, p. 100-111, 1999. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/spp/v13n4/v13n4a10.pdf>>. Acesso em: 28 dez. 2017.

SANTORO, J.; ANDRADE, E.; BROLLO, M. J.; BRAGA, E. S.; GUEDES, A. C. M.; RIBEIRO, F. S. Campos do Jordão (SP): mapeamento de risco de escorregamentos no morro do Britador. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE – GEOSUDESTE, 14., 2015, Campos do Jordão, SP. **Anais...** Campos do Jordão, 2015. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/283308569_CAMPOS_DO_JORDAO_SP_MAPEAMENTO_DE_RISCOS_DE_ESCORREGAMENTOS_NO_MORRO_DO_BRITADOR>. Acesso em: 28 jul. 2017.

SÃO PAULO. **Resolução CMIL 12-610 – CEDEC**. 2016.

SELBY, M. J. **Hillslope material and process**. 2ª ed. Nova Iorque: Oxford University Press, 1993, 466p.

SELUCHI, M. E. **Padrões sinóticos associados a situações de deslizamentos de encostas na Serra do Mar**. 2006. Disponível em: <<http://mtc-m16b.sid.inpe.br/archive.cgi/sid.inpe.br/mtc-m15@80/2006/09.27.18.36>>. Acesso em: 30 dez. 2017.

SELUCHI, M. E.; CHOU, S. C. Synoptic patterns associated with landslide events in Serra do Mar, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**. v. 98, n. 1-2, p. 67-77, 2009. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s00704-008-0101-x>>. Acesso em: 15 fev. 2018.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO (DRM-RJ). **Plano de contingência do DRM-RJ – Serviço Geológico do Estado do Rio de Janeiro – período dezembro/2017 – abril/2018**. Rio de Janeiro: 9p., 2017. Disponível em: <<http://www.drm.rj.gov.br/index.php/component/content/article/617-nadedrm-rj-publica-o-plano-de-contingencia-20172018>>. Acesso em: 20 dez. 2017.

_____. **Desastre março/2013 de escorregamentos em Petrópolis**. Relatório técnico – Petrópolis – RJ 03/2013. Niterói: 24p., 2013.

Disponível em:

<<http://www.drm.rj.gov.br/index.php/downloads/category/28-relatrios?download=355%3Adesastre-maro-13-de-escorregamentos-em-petrpolis.>>. Acesso em: 02 jan. 2018.

SIDLE, R.; OCHIAI, H., **Landslide**: processes, prediction, and land use. Washington: American Geophysical Union, 2006.

SILVA, D. A.; ALVES, L. M.; PRINCE, A. E. Fase sanatorial de Campos do Jordão: caracterização de uma pensão sanatorial. In: ENCONTRO LATINO AMERICANO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 16. / ENCONTRO LATINO AMERICANO DE PÓS-GRADUAÇÃO, 12., 2012, São José dos Campos, SP. **Anais...** São José dos Campos: UNIVAP, 2012, p. 1-6.

Disponível em:

<http://www.inicepg.univap.br/cd/INIC_2012/anais/arquivos/RE_0970_0663_01.pdf>. Acesso em: 05 jan. 2018.

SISTEMA INTEGRADO DE DADOS AMBIENTAIS (SINDA); INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). **Dados históricos da estação pluviométrica 32527-SP Campos do Jordão**. s/d. Disponível em: <<http://sinda.crn2.inpe.br/PCD/SITE/novo/site/historico/index.php>>. Acesso em: 14 ago. 2017.

TATIZANA, C.; OGURA, A. T.; CERRI, L. E. S.; ROCHA, M. C. M. Análise da correlação entre chuvas e escorregamentos aplicados às encostas da Serra do Mar, município de Cubatão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5., 1987, São Paulo, SP. **Anais...** São Paulo: ABGE, 1987. v.2, p.225-236.

TEIXEIRA, M; BATEIRA, C.; MARQUES, F.; VIEIRA, B.C. Physically-Based shallow translational landslide susceptibility analysis in Tibo Catchment – NW of Portugal. **Landslides**. v.12, n. 3, p. 455-468, 2015. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s10346-014-0494-9>>. Acesso em: 18 mar. 2017.

TEIXEIRA, W.; REIS, A. M.; IZZO, R. L. S.; ROSE, J. L. Retroanálise da estabilidade de um talude rodoviário da região de Curitiba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE MECÂNICA DOS SOLOS E ENGENHARIA GEOTÉCNICA - COBRAMSEG, 18., 2016, Belo Horizonte, MG. **Anais...** Belo Horizonte, 2016. p. 19-22. Disponível em: <<https://ssl4799.websiteseuro.com/swge5/PROCEEDINGS/PDF/CB-09-0010.pdf>>. Acesso em: 25 out. 2017.

THE EMERGENCY EVENTS DATABASE (EM-DAT)/CENTRE FOR RESEARCH ON THE EPIDEMIOLOGY OF DISASTERS (CRED). **Glossary**. Université Catholique de Louvain (UCL). Brussels, Belgium, 2009. Disponível em: <<http://www.emdat.be/Glossary>>. Acesso em: 06 jan. 2014.

_____. **EM-DAT Database**. Université Catholique de Louvain (UCL) – CRED, D. Guha-Sapir, Brussels, Belgium, 2018. Disponível em: <emdat.be/emdat_db/>. Acesso em: 02 jan. 2018.

TOMINAGA, L. K. Desastres naturais: por que ocorrem? In: TOMINAGA, L. K., SANTORO, J. AMARAL, R. (org.) **Desastres naturais: conhecer para prevenir**. São Paulo: Instituto Geológico, 2009. p. 11-23.

TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. (org.) **Desastres naturais: conhecer para prevenir**. São Paulo: Instituto Geológico, 2009. 196 p.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA (UNESP). **Curso de geologia ambiental – EaD – Módulo 3 - Interação homem-ambiente**. Desenvolvido por Fábio Augusto Gomes Vieira Reis. 2001. Disponível em: <<http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/ead/interacao/inter09b.html>>. Acesso em: 21 set. 2017.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA (UFSC)/CENTRO UNIVERSITÁRIO DE ESTUDOS E PESQUISAS SOBRE DESASTRES NATURAIS (CEPED). **Atlas brasileiro de desastres naturais 1991 a 2012**. 2.ed ver. ampl. Florianópolis: CEPED UFSC, 2013. 126 p. Disponível em: <<https://s2id.mi.gov.br/paginas/atlas/>>. Acesso em: 10 jul. 2017.

_____. **Relatório de danos materiais e prejuízos decorrentes de desastres naturais no Brasil: 1995 – 2014**. (Organização Rafael Schadeck – Banco Mundial) Florianópolis: CEPED UFSC, 2016. 230p. Disponível em: <<http://www.ceped.ufsc.br/category/publicacoes-ceped-ufsc/>>. Acesso em: 19 fev. 2018.

UNITED NATIONS OFFICE FOR DISASTER RISK REDUCTION (UNISDR). **Terminology**. 2009. 30 p. Disponível em: <<http://www.unisdr.org/we/inform/terminology>>. Acesso em: 02 jan. 2014.

UNITED NATIONS OFFICE FOR DISASTER RISK REDUCTION - REGIONAL OFFICE FOR THE AMERICAS (UNISDR – AM). **The ‘silent disaster of local losses’**. Panamá, 2013. Disponível em: <<http://www.unisdr.org/archive/35664>>. Acesso em: 10 jan. 2014.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). **The landslide handbook - a guide to understanding landslides**. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey Circular 1325, 2008. 129 p.

VEYRET, Y. **Os riscos: o homem como agressor e vítima do meio ambiente**. São Paulo: Contexto, 2007. 320p.

VIEIRA, B. C. **Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas**. 2007, 194 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Rio de Janeiro, 2007.

VIEIRA, B. C.; RAMOS, H. Aplicação do modelo SHALSTAB para mapeamento da suscetibilidade a escorregamentos rasos em Caraguatatuba, Serra do Mar (SP). **Revista do Departamento de Geografia – USP**. v. 29, p. 161-174, 2015. Disponível em: <<https://www.revistas.usp.br/rdg/article/view/102087/100508>>. Acesso em: 18 mar. 2017.

WU, W.; SIDLE, R. C. A distributed slope stability model for steep forested basins. **Water Resources Research** v. 31, p. 2097-2110, 1995. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/95WR01136/abstract>>. Acesso em 10 ago. 2017.

APÊNDICE A – DADOS DA LITERATURA DE PARÂMETROS GEOTÉCNICOS

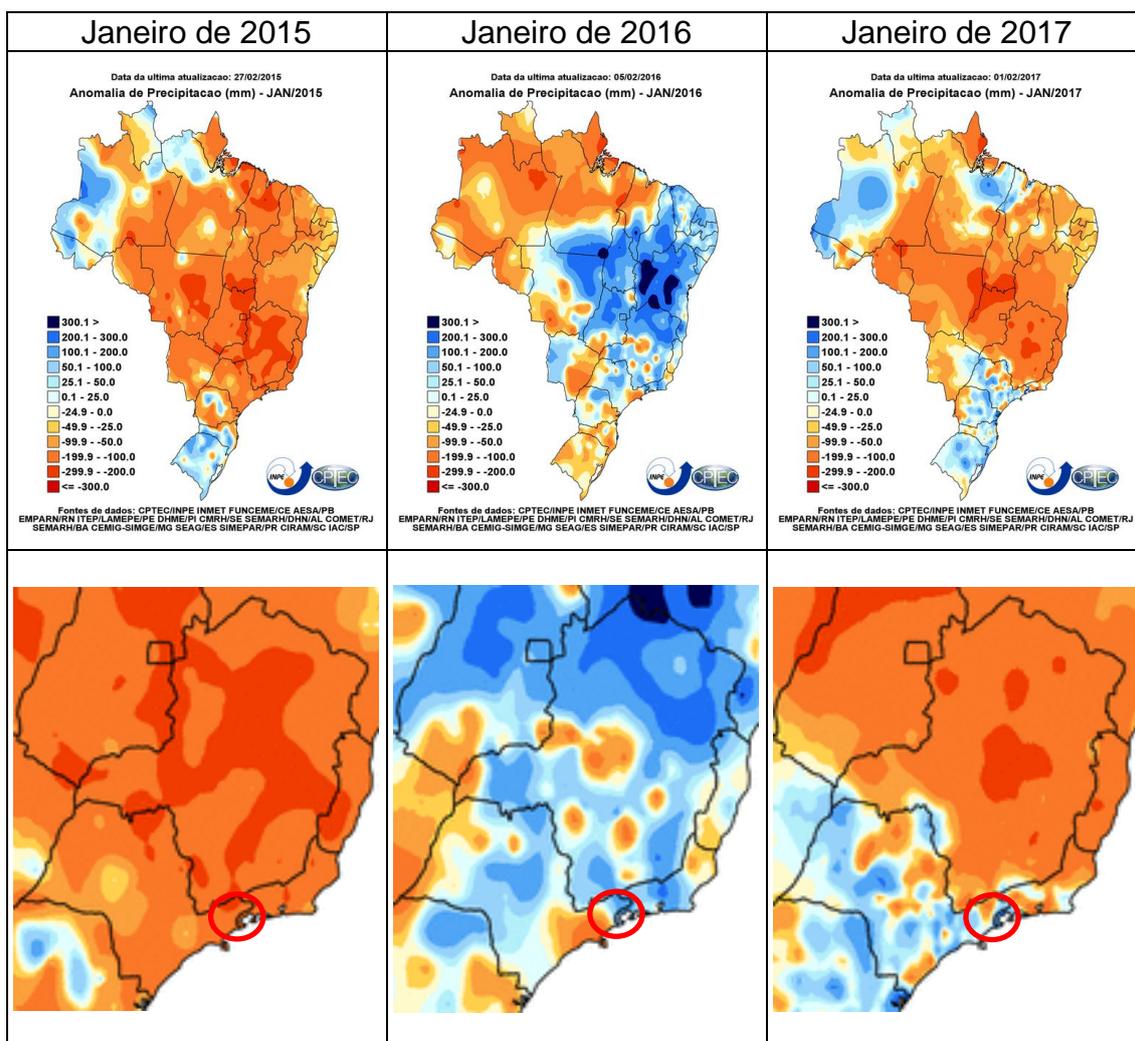
Tabela A.1 Levantamento bibliográfico de dados de parâmetros de resistência ao cisalhamento

REFERÊNCIA	UF	Município	ROCHA MATRIZ	HORIZONTE DO SOLO	Coesão - c' (kPa)	Ângulo de Atrito - ϕ' (graus)	Cond. Hidráulica Sat. - k_{Sat} (m/dia)
Gomes (2012)	SP	Caraguatatuba		H1			11,232
Gomes (2012)	SP	Caraguatatuba		H2			0,79488
Gomes (2012)	SP	Caraguatatuba		H1			0,066528
Gomes (2012)	SP	Caraguatatuba		H1			6,3072
Gomes (2012)	SP	Caraguatatuba		H1-H2			0,864
Gomes (2012)	SP	Caraguatatuba		H1	0	29	
Gomes (2012)	SP	Caraguatatuba		H2	11	37	
Gomes (2012)	SP	Caraguatatuba		H2			0,0864
Campos (2005)	RJ	Nova Friburgo		H1			0,3888
Campos (2005)	RJ	Nova Friburgo		H1			0,004752
Campos (2005)	RJ	Nova Friburgo		H1			0,25056
Campos (2005)	RJ	Nova Friburgo		H1			0,80352
Campos (2005)	RJ	Nova Friburgo		H1-H2			0,53568
Campos (2005)	RJ	Nova Friburgo		H1-H2			0,16416
Campos (2005)	RJ	Nova Friburgo		H1-H2	0	30,9	
Campos (2005)	RJ	Nova Friburgo		H3			0,2592
Campos (2005)	RJ	Nova Friburgo		H3			0,22464
Campos (2005)	RJ	Nova Friburgo		H3	0	35	
Mendes et al. (2018)	SP	Campos do Jordão	Gnaisse	H1	10	33	0,25056
Mendes et al. (2018)	SP	Campos do Jordão	Gnaisse	H2	15	35	0,10368
Mendes et al. (2018)	SP	Campos do Jordão	Gnaisse	H3	21	37	1,1232
Mendes (2008)	SP	Ubatuba	Granito/Gnaisse	H2			0,013824
Mendes (2008)	SP	Ubatuba	Granito/Gnaisse	H2			0,020736
Mendes (2008)	SP	Ubatuba	Granito/Gnaisse	H3			0,02592
Mendes (2008)	SP	Ubatuba	Granito/Gnaisse	H3			0,06912
Mendes (2008)	SP	Ubatuba	Granito/Gnaisse	H1			0,00864
Mendes (2008)	SP	Ubatuba	Granito/Gnaisse	H1			0,076032
Mendes (2008)	SP	Ubatuba	Granito/Gnaisse	H2			0,027648
Futai (2012)	SP	São Paulo	Gnaisse	H3	37	26	0,0014688
Futai (2012)	SP	São Paulo	Gnaisse	H1-H2	0 - 20	26 - 28	
Futai (2012)	SP	São Paulo	Gnaisse	H3	24	29	
Futai (2012)	RS	Porto Alegre	Granito	H2	17	25	
Futai (2012)	RS	Porto Alegre	Granito	H3	24	29	
Futai (2012)	s/d	s/d	Gnaisse	H3	60	33	
Aleixo (1998)	s/d	s/d	Gnaisse	H1-H2	71,1	16	
Aleixo (1998)	s/d	s/d	Gnaisse	H1-H2	68,1	16,1	
Aleixo (1998)	s/d	s/d	Gnaisse	H3	45,1	12,3	

Aleixo (1998)	s/d	s/d	Gnaiss	H3	43,8	12,1	
Costa Filho e de Campos (1991)	s/d	s/d	Gnaiss	H3	27,3	27,8	
Costa Filho e de Campos (1991)	s/d	s/d	Gnaiss	H3	27,2	29,2	
Costa Filho e de Campos (1991)	s/d	s/d	Gnaiss	H3	10	30,5	
Reis (2004)	MG	Viçosa	Gnaiss	H1-H2	19,2	31	
Reis (2004)	MG	Viçosa	Gnaiss	H1-H2	9,5	30	
Reis (2004)	MG	Viçosa	Gnaiss	H3	17	28	
Reis (2004)	MG	Viçosa	Gnaiss	H3	19,4	29	
Reis (2004)	MG	Viçosa	Gnaiss	H3	26	28	
Ahrendt (2005)	SP	Campos do Jordão	Gnaiss migmatítico	H1	1,68	29,5	
Ahrendt (2005)	SP	Campos do Jordão	Migmatito	H1	0,41	31,4	
Ahrendt (2005)	SP	Campos do Jordão	Gnaiss migmatítico	H1	0,4	33,5	
Ahrendt (2005)	SP	Campos do Jordão	Gnaiss migmatítico	H1	0,61	31,3	
Vargas (1951)	SP	São Paulo	Gnaiss	-	34	29	
ABEF (1989)	SP	São Paulo	Gnaiss Migmatito	-	53	27	0,0864 – 0,0054432
Pellogia (1997)	SP	São Paulo	Gnaiss	-	1 a 71	24	
EPT (2004)	SP	São Paulo	Gnaiss	-	34	36	
Futai (2012)	SP	Jandira	Gnaiss	-	14 - 34	29	
Godóis (2011)	SP	São Paulo	Granito	-	17	30	
Pinto et al. (1993)	SP	Interior de SP	Granito	-	42675	27 - 33	
Futai (2012)	SP	São Paulo	Gnaiss	-	14	36	
EPT (2007)	SP	São Paulo	Gnaiss	-	30	32	
Cecílio (2009)	SP	São Paulo	Gnaiss	-	37	26	
Lima (2009)	SP	Santo André	Gnaiss	-	39	30	
Lima (2009)	SP	Santo André	Gnaiss	-	23	34	
Pinto et al. (1993)	SP	Interior de SP	Gnaiss granítico	-	0 a 50	28 - 31	
Marangon (s/d)	RJ	Rio de Janeiro	(solo residual)	-	17 a 21	30 - 38	
Marangon (s/d)	RJ	Rio de Janeiro	(colúvio)	-	15 a 20	27 - 35	

ANEXO A – ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO – MÊS DE JANEIRO

Figura A.1 Desvio de precipitação (anomalia) em relação à média climatológica (1961-1990) para o mês de janeiro nos anos de 2015, 2016 e 2017.

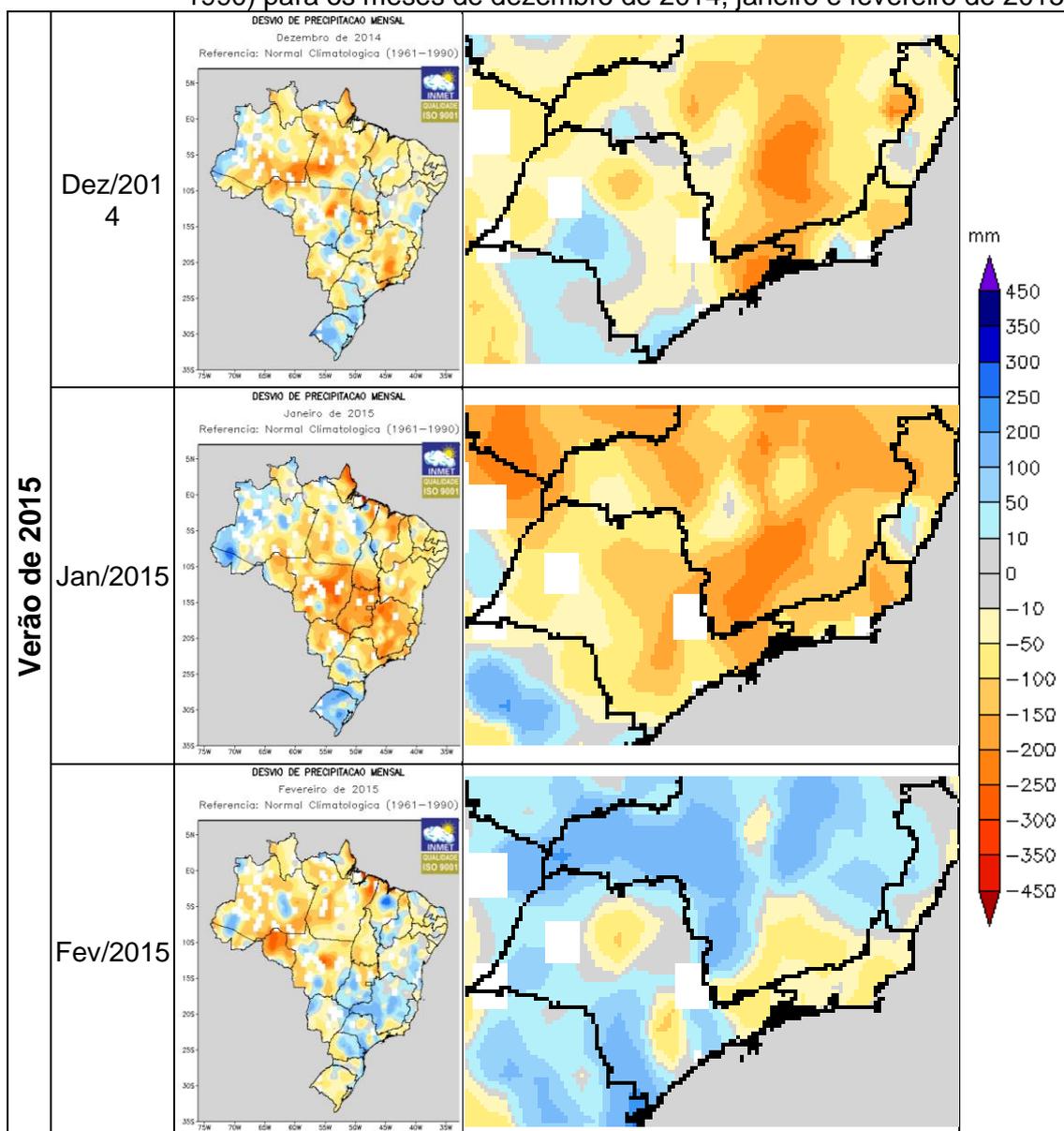


Desvio de precipitação (em mm) em relação à média climatológica (1961-1990) para o mês de janeiro nos anos de 2015, 2016 e 2017. Destaque à Região Sudeste, visando facilitar a visualização da anomalia de precipitação na região de Campos do Jordão (vermelho).

Fonte: CPTEC/INPE (2015; 2016; 2017).

ANEXO B – ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO – MÊSES DE VERÃO

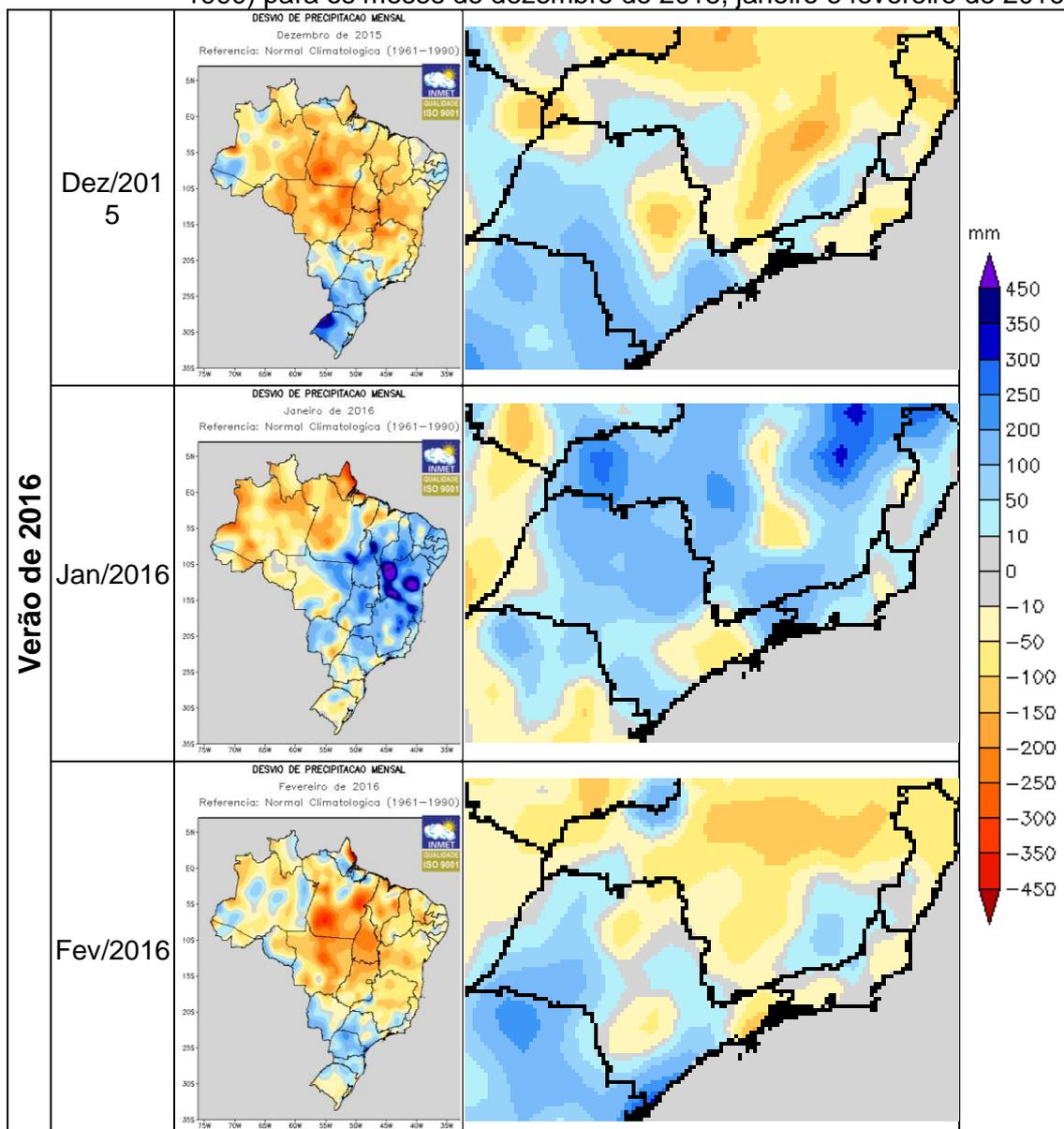
Figura B.1 Desvio de precipitação (anomalia) em relação à média climatológica (1961-1990) para os meses de dezembro de 2014, janeiro e fevereiro de 2015.



Desvio de precipitação (em mm) em relação à média climatológica (1961-1990) para os meses de dezembro de 2014, janeiro e fevereiro de 2015.

Fonte: INMET (2014; 2015a).

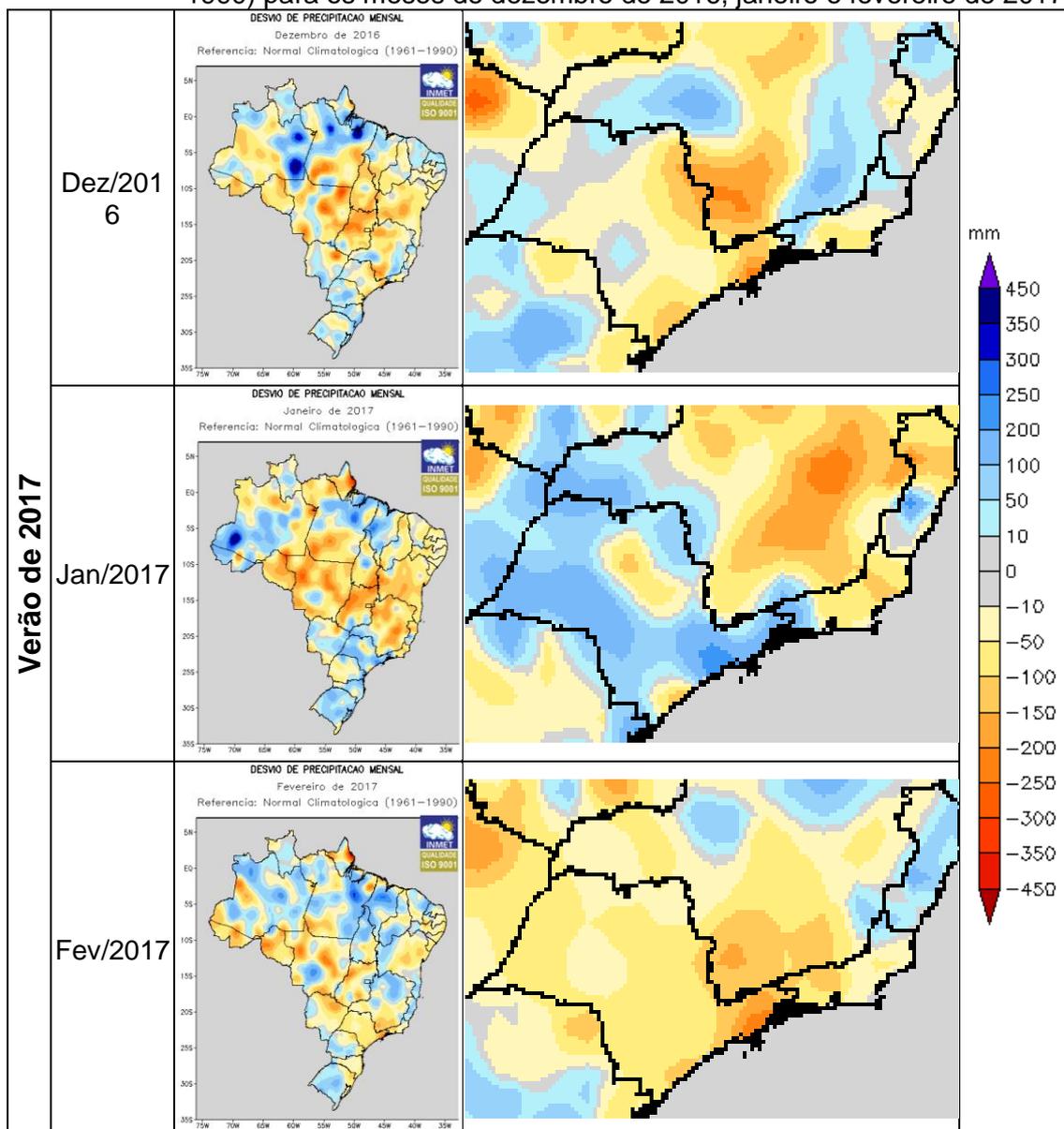
Figura B.2 Desvio de precipitação (anomalia) em relação à média climatológica (1961-1990) para os meses de dezembro de 2015, janeiro e fevereiro de 2016.



Desvio de precipitação (em mm) em relação à média climatológica (1961-1990) para os meses de dezembro de 2015, janeiro e fevereiro de 2016.

Fonte: INMET (2015a; 2016a).

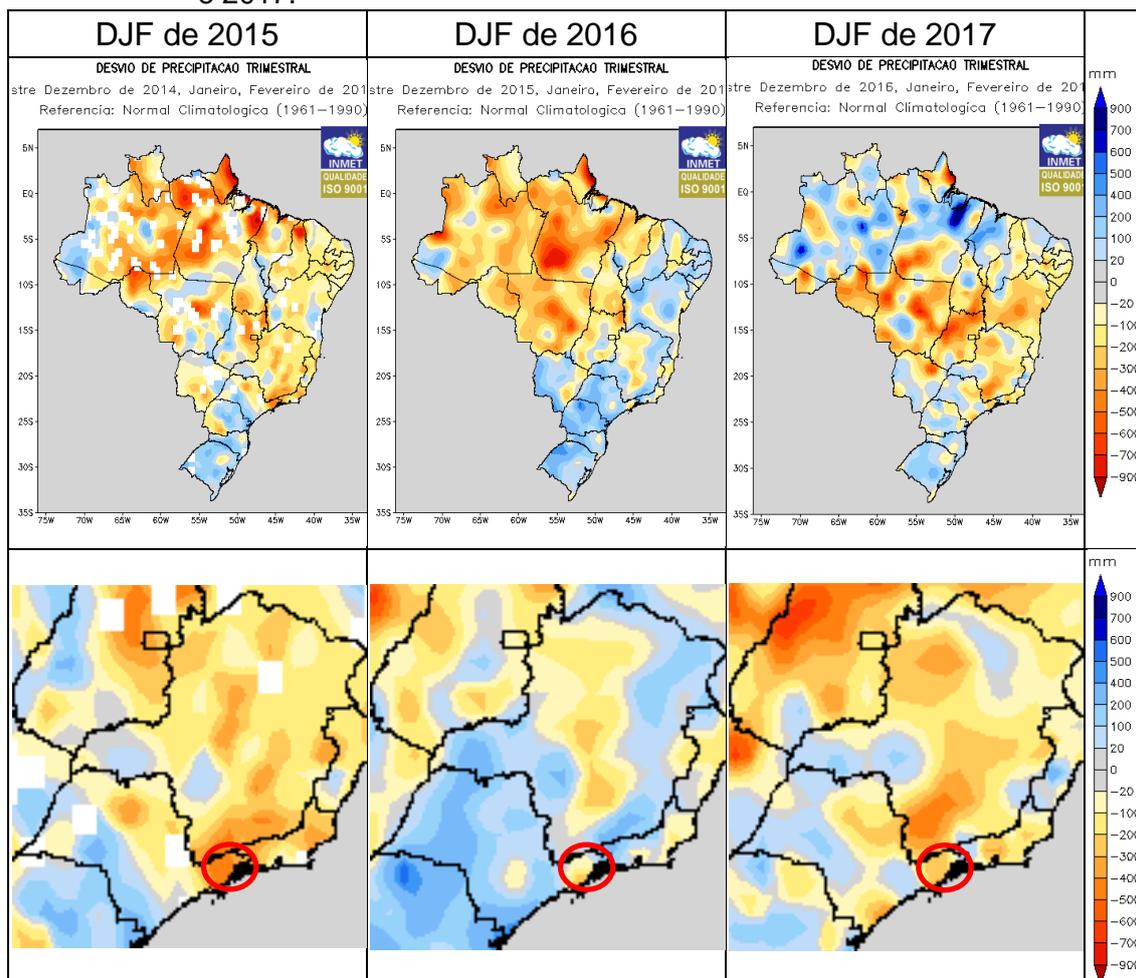
Figura B.3 Desvio de precipitação (anomalia) em relação à média climatológica (1961-1990) para os meses de dezembro de 2016, janeiro e fevereiro de 2017.



Desvio de precipitação (em mm) em relação à média climatológica (1961-1990) para os meses de dezembro de 2016, janeiro e fevereiro de 2017.

Fonte: INMET (2016a; 2017a).

Figura B.4 Síntese do desvio de precipitação em relação à média climatológica (1961-1990) para os trimestres de dezembro a janeiro dos anos de 2015, 2016 e 2017.



Desvio de precipitação (em mm) em relação à média climatológica (1961-1990) para os trimestres de dezembro a janeiro dos anos de 2015, 2016 e 2017. Destaque à Região Sudeste, visando facilitar a visualização da anomalia de precipitação na região de Campos do Jordão (vermelho).

Fonte: INMET (2015b; 2016b; 2017b).

